Geologische Untersuchung der Nickel-Vorkommen in Espedalen, Süd-Norwegen

Werner Fleckenstein

1972

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41546014_0032

Geologische Untersuchung der Nickel-Vorkommen in Espedalen, Süd-Norwegen

Inaugural-Dissertation
zur
Erlangung der Doktorwürde
der
Hohen Naturwissenschaftlichen Fakultät
der
Ludwig-Maximilians-Universität
München

Vorgelegt von
Werner Fleckenstein
München, 1971

UNIV.
LEIDEN
BIBL.

1. Berichterstatter: Prof. Dr.-Ing. A. Maucher
2. Berichterstatter: Prof. Dr. D. D. Klemm

Tag der mündlichen Prüfung: 9. 2. 1972

Inhaltsverzeichnis

Seite

Zusammenfassung I
I. Arbeitsgebiet 1
1. Lage 1
2. Morphologie 2
II. Zielsetzung und Arbeitsmethoden 3
III. Allgemeiner geologischer Überblick 5
IV. Ältere Bearbeitungen 7
V. Gesteinsbeschreibung 1o
1. Basissedimente 11
2. Valdres-Sparagmit 13
2.1 Valdres-Sparagmit I 13
2.11 Gabbrokonglomerat 14
2.12 Grünschiefer 14
2.13 Quarzitschiefer 15
2.2 Valdres-Sparagmit II 16
2.21 Grünschiefer 17
2.22 Epidot-Quarz-Biotit-Schiefer 18
2.23 Muskovit-Hornblende-Quarz-Schiefer ...18
3. Mylonite 19
3.1 Mylonit I 19
3.2 Mylonit II 22
3.3 Mylonit III 24
4. Jotun-Eruptiva 25
4.1 Hangendserie der Jotun-Eruptiva 28
4.11 Gabbroide Jotun-Eruptiva 28
4.111 Richtungslos körnige Gesteine ..29
4.112 Porphyrische Gesteine 3o
4.113 Verschieferte Gesteine 31
4.12 Ultrabasische Jotun-Eruptiva 32
4.2 Liegendserie der Jotun-Eruptiva 35
4.21 Porphyrische Gesteine (Jotun-Norit) ..37
4.22 Mittelkörnige Gesteine 38
4.221 Anorthosit 38
4.222 Jotun-Granit 39
4.23 Grobkörnige Gesteine (Anorthosit-Norit)39

Seite

4.24 Gebänderte Gesteine (Anorthosit-Norit) 4o
4.25 Verschieferter Anorthosit 41
4.3 Gabbroide Ganggesteine 42
5. Quartär 42
VI. Beschreibung des Gebirgsbaues 43
1. Diskussion zur Stratigraphie in Anlehnung an ältere Arbeiten 43
2. Mineralfazielle Verteilung und ihre tektonische Aussage 45
2.1 Beschreibung der mineralfaziellen Veränderungen 46
2.11 Kristallisationsphase I 46
2.12 Kristallisationsphase II 49
2.2 Zusammenfassende Diskussion der mineralfaziellen Entwicklung 5o
3. Gefüge untersuchungen an Ausbissen 51
4. Photogeologisch-tektonische Auswertungen 58
4.1 Allgemeines 58
4.2 Ergebnisse 58
VII. Geochemie 59
1. Vorbereitende Arbeiten, Meßverfahren und Auswertungen 59
2. Ergebnisse 6o
3. Korrelation geochemischer und mikroskopischer Ergebnisse 63
VIII. Erzvorkommen 65
1. Ältere Bearbeitungen 65
2. Beschreibung der Erzvorkommen 65
2.1 Evans- und Statsrad Stangs Grube 68
2.11 Geographische Lage 68
2.12 Gesteinsaufbau 68
2.2 Gammelseter Grube 7o
2.21 Geographische Lage 7o
2.22 Gesteinsaufbau 7o
2.3 Stör Grube 7o
2.31 Geographische Lage 7o
2.32 Gesteinsaufbau 7o
2.4 Jörstad Grube 73
2.41 Geographische Lage 73
2.42 Gesteinsaufbau 73

Seite

2.5 Andreasbergfeltet 74
2.51 Geographische Lage 74
2.52 Gesteinsaufbau 74
2.6 Lille Grube 76
3. Erz 77
3.1 Makroskopische Beschreibung 77
3.2 Mikroskopische Beschreibung 77
3.21 Erzmineralien 77
3.22 Gefüge 79
IX. Geologische Entwicklung Espedalens 79
1. Ergebnisse 79
1.1 Stratigraphie 79
1.2 Metamorphose 81
1.3 Tektonik 81
1.4 Jotun-Eruptiva 81
2. Schlußfolgerungen 82
X. Literaturverzeichnis 85

VORWORT

In den ersten Januartagen 1970 ergab sich am Institut für allgemeine und angewandte Geologie und Mineralogie der Universität München die Möglichkeit einer geologischen Untersuchung des stillgelegten Nickelbergbaues in Espedalen (Süd-Norwegen) im Auftrag der Firma Folldal Verk A/S.

Mein verehrter Lehrer, Herr Prof. Dr.-Ing. A. Maucher regte an, die Ergebnisse in Form einer Dissertation vorzulegen. Für die Übertragung der Arbeit und das stets entgegengebrachte Interesse möchte ich ihm meinen aufrichtigen Dank aussprechen.

Mein besonderer Dank gilt auch dem Folldal Verk A/S, insbesondere Herrn Dipl.-Geol. H. Heim, für Organisation und Finanzierung der Geländearbeiten in den Jahren 1970-71.

Seit September 1970 konnte ich meine Studien durch ein Stipendium aus Mitteln des Freistaates Bayern finanzieren. Auch hierfür möchte ich mich bedanken.

Die Auswertung der Geländebefunde wurde am hiesigen Institut durchgeführt. - Den Mitarbeitern dieses Instituts, des Mineralogisch- Petrographischen Instituts der Universität München, sowie allen Studienkollegen danke ich für ihre stete Hilfsbereitschaft.

Zusammenfassung

Die vorliegende Arbeit befaßt sich mit der geologischen Beurteilung der Nickelvorkommen in Espedalen. Die hierfür durchgeführten mikroskopischen, tektonischen und geochemischen Untersuchungen gründen sich auf eine petrographische und petrotektonische Kartierung der Grubenbereiche und ihrer Rahmengesteine.

Die Jotun-Eruptiva werden in Hangend- und Liegendserie unterteilt. Für die Bildung der Hangendserie wird die submarine Extrusion eines basischen Magmas mit gleichzeitiger oder anschließender Akkumulation von Silikat- und Erzmineralien (Oxyde) angenommen. Dieser unausgereiften Differentiation folgte die Migration von Sulfiden und deren teilweise Anreicherung in den Basis-Akkumulaten (Ultrabasite). - Die dieser Hangendserie konkordant aufliegenden Valdres-Sparagmite werden als Agglomerate, Tuffe und Tuffite gedeutet. Ihr Absatz erfolgte nach der Intrusion der Gesteine der Liegendserie in Verbindung mit dem Aufdringen gabbroider Gänge. Der Ablauf dieser magmatischen Prozesse wird an die Wende Präkambrium/Eokambrium gestellt.

Tektonisch kann das Arbeitsgebiet in drei Einheiten untergliedert werden. Zwischen den autochthonen paläozoischen Phylliten im Liegenden und der Sparagmitdecke im Hangenden liegt mit jeweils tektonischem Kontakt der NE Teil einer großen, (?) den gesamten Valdres-Sparagmitkomplex umfassenden, nach SE aufgeschobenen, liegenden Falte, deren Flügel die Valdres-Sparagmite, deren Kern die Jotun-Eruptiva verkörpern. Das vorherrschende NW-SE Streichen aller Strukturelemente ist einer mehrphasigen Querfaltung zuzuordnen.

Die mineralfaziellen Veränderungen im Zuge der Auffaltung auf das Vorland und der anschließenden Querfaltung liefen unter den Bedingungen der Grünschieferfazies ab.

I. Arbeitsgebiet

1. Lage

Das Arbeitsgebiet liegt zwischen $1^{o}3'$ und $1^{o}16'$ westlich Oslo und zwischen $61^{o}22'$ und $61^{o}3o'$ nördlicher Breite im NW von Lillehammer (Süd-Norwegen) und ist über die Straße 255, die von der Europastraße 6 abzweigt, gut zugänglich (Abb.1).

Es umfaßt NW-SE streichende Höhenzüge zu beiden Seiten des in derselben Richtung längsgestreckten Espedal-Sees und die dazugehörigen Talnänge, soweit sie für das Erfassen größerer Zusammenhänge wichtig schienen.

Die genauen Grenzen gehen aus der aufgenommenen geologischen Karte (Anlage 1) hervor.

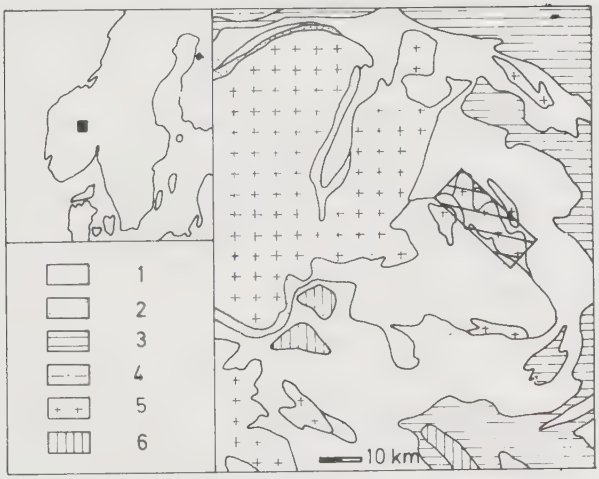


Abb.1. Geologische und geographische Lage des Arbeitsgebietes (nach O.HOLTEDAHL 196o).
1 Kambro-Silur, 2 Valdres-Sparagmit, 3 Eokambrium, 4 Gneise im NW, 5 Jotun-Eruptiva, 6 Grundgebirge (älter als Eokambrium).

2. Morphologie

In seiner heutigen Ausbildung bildet das Espedalmassiv einen massigen Gebirgsstock, in dessem Zentrum die Höhen Graahöene und Ruten aufragen. Seine NW-SE streichende Längsachse mißt rund 2o km, seine Breite beträgt etwa 1o km.

Zu der in einer Höhe von etwa 145o mNN verlaufenden Gipfelflur gesellt sich auf etwa 1ooo mNN als zweite morphologische Einheit eine Verebnungsfläche. Sie zeigt geringe Hangneigung und zeichnet sich durch flachwelliges Relief aus. Von ihr aus fallen die Talhänge gewöhnlich mit steilem Böschungswinkel zur Talsohle ein.

Mit dieser erosionsbedingten morphologischen Dreiteilung geht ein Wechsel in der Vegetation Hand in Hand. In der Verebnungsfläche, selbst überwiegend mit Laubwald bedeckt, liegt die Baumgrenze. Von ihr aus ragen die zentralen Kahlgebirge auf. Nur die Talseiten zeigen üppige Bewaldung (Mischwald).

Außer dieser quartären Morphologie haben sich zwei Richtungen aus kaledonischer Zeit erhalten. Sie spiegeln sich wider in 13o - 14o° streichenden, SW vergent gefalteten Gesteinszügen; seltener, aber nicht weniger markant, in kaledonisch ausgerichteten, meist durch Überschiebungen verursachten Steilabbrüchen.

II. Zielsetzung und Arbeitsmethoden

Aufgabe der vorliegenden Arbeit ist es, das geologische Verhalten einer schon aus dem letzten Jahrhundert bekannten Nickelvererzung aufzuzeigen. Im einzelnen erwuchsen daraus mehrere Teilaufgaben:

1. Petrographische Kartierung im Maßstab 1 : 25000 zur Erfassung des stofflichen Aufbaues der zum Gesamtkomplex gehörenden Gesteinsserien.

2. Petrotektonische Kartierung zur Eingliederung der Serien in den kaledonischen Gebirgsbau.
Hierzu wurden die makroskopischen Gefügedaten aufgenommen und nach den von B.SANDER (1948) beschriebenen Methoden verarbeitet.

3. Petrographische Laboruntersuchungen.
   a) Petrographische Gesteinsbeschreibung.
      Den Beschreibungen der einzelnen Gesteinstypen wurden Modalanalysen beigefügt.

      An den Hauptgemengteilen wurden zum Vergleich Größenmessungen durchgeführt.

      Die Bestimmung des An-Gehaltes der Plagioklase und der optischen Daten der Amphibole und Pyroxene erfolgte mit Hilfe des Universal-Drehtisches.

      Die Bestimmung des Anorthit-Gehaltes der Plagioklase erfolgte nach dem Verfahren von A.RITTMANN (1929).

   b) Feststellung der metamorphen Faziesverteilung.

4. Untersuchungen der an Ultrabasite gebundenen Nickelvorkommen.
   a) Erzmikroskopische Untersuchungen.
   b) Feststellung der Verteilung von Ni, Cu, Cr und Ti innerhalb der Jotun-Eruptiva mit Hilfe der Röntgenfluoreszenzanalyse.

Diesem Arbeitsprogramm wurde die von B.DIETRICHSON (1945) erstellte geologische Karte zugrundegelegt.

Zur Kartierung stand eine fotographische Vergrößerung im Maßstab 1 : 25ooo des Blattes Vinstra der Karte Norwegens 1 : 1oo ooo zur Verfügung. Außerdem fanden Luftbilder im Maßstab 1 : 15ooo Verwendung.

Grundlage für die Laboruntersuchungen war eine gezielte Probenahme. Zusatzliche Proben wurden an Stellen besonders typischer Gesteinsausbildung entnommen.

Folgende Abkürzungen wurden benützt:

An	Anorthitgehalt der Plagioklase
Akt	Aktinolith
Akz	Akzessorien
Bio	Biotit
Ca	Calcit
Chl	Chlorit
E	Erz
Epi	Epidot
Gr	Granat
Hbl	Hornblende
Kf	Kalifeldspat
Kpx	Klinopyroxen
Msk	Muskovit
Oli	Olivin
Opx	Orthopyroxen
Plg	Plagioklas
Qu	Quarz
Ser	Serpentin
Tit	Titanit
Tlk	Talk
Zoi	Zoisit

III. Allgemeiner geologischer Überblick

Der geologische Aufbau Norwegens wurde kürzlich in einer zusammenfassenden Darstellung von O.HOLTEDAHL (1960) vorgelegt. Daraus läßt sich unter Beschränkung auf eine allgemeine Charakterisierung der geologische Rahmen für das Arbeitsgebiet ableiten (Abb.2).

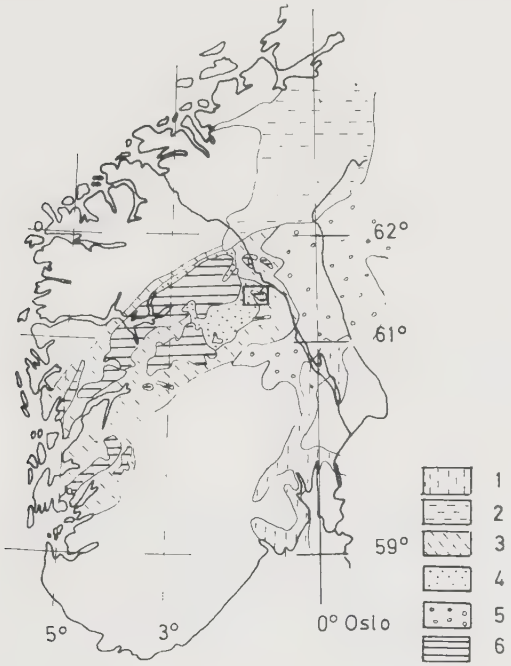


Abb.2. Schematische geologische Karte von Süd-Norwegen (vereinfacht nach T.STRAND 1951).
1 Kambro-Silur der Oslo-Region, 2 Kambro-Silur (eugeosynklinal), 3 Kambro-Silur (miogeosynklinal), 4 Valdres-Sparagmit, 5 Sparagmitformation, 6 Kristalline Deckenmassive.

Die innerhalb des Arbeitsgebietes aufgeschlossenen Jotun-Eruptiva und Valdres-Sparagmite liegen als Decken diskordant über einer kambro-ordovizischen Abfolge sedimentärer Gesteine östlicher Faziesausbildung.

Sedimente der östlichen Fazies, dem Grundgebirge und den Sedimenten der Sparagmitformation aufgelagert, treten insbesondere entlang des Ostrandes der Kaledoniden auf. O.HOLTEDAHL (1960) spricht von miogeosynklinalen Ablagerungen im Sinne von H.STILLE (1940). Kaledonische Magmatite fehlen in diesen Sedimenten. Neben dem geringen Metamorphosegrad ist noch ihre autochthone Lage bezeichnend.

Diesen Gesteinen sind kambro-silurische Ablagerungen westlicher Faziesausbildung gegenüberzustellen. Es handelt sich um meist pelitische Sedimente von großer Mächtigkeit. Basische Vulkanite und erhöhter Metamorphosegrad weisen auf eugeosynklinale Verhältnisse hin. Alle Gesteine liegen überwiegend in allochthoner Lage vor. Dieser Faziestyp schließt sich im NW der Sparagmitformation an und ist in der Trondheim- und Nordland-Region ausgebildet.

Die Sedimente der Sparagmitformation breiten sich im NE des Arbeitsgebietes aus. Sie haben an der Einebnung der präkambrischen Landoberfläche mitgewirkt bevor es zur Ablagerung der kambrosilurischen Abfolge kam und werden stratigraphisch entsprechend zwischen das Jotnium und das fossilführende Unterkambrium eingeordnet. Sie werden von T.STRAND (1967), K.BJÖRLYKKE, J.O.ENGLUND und L.A.KIRKHUSMO (1967) ausführlich besprochen.
Von Süden her stößt der, das Präkambrium unterteilende Oslograben bis nach Mjösa in diese Sparagmitformation vor.

IV. Ältere Bearbeitungen

Eine der ersten systematischen Untersuchungen der geologischen Verhältnisse Norwegens erfolgte durch V.M.GOLDSCHMIDT (1916a, 1922). In seinen Arbeiten nimmt er auch Stellung zu den aus magmatischen Gesteinen gebildeten Massiven um Espedalen. Er beschreibt die dort angetroffenen Gesteine als Jotun-Eruptiva und ordnet sie dem Bergen-Jotun Stamm, einem Stamm der Anorthosit-Charnockit Reihe zu.

Eine ausführlichere Studie des Espedal-Distrikts findet sich bei B.DIETRICHSON (1945), der in seiner Arbeit "Geologiske undersökelser i Espedalen" eine Dreiteilung aufstellte, die im folgenden kurz diskutiert und mit anderen Arbeiten verglichen werden soll (Abb.3).

Als erste Einheit faßt B.DIETRICHSON unter der Bezeichnung Basissedimente geringmetamorphe Gesteine zusammen, die in ihrer Gesamtheit das Liegende der Schubdecken bilden. Ihre Abfolge beginnt in einem nicht näher zu bestimmenden Alter im Kambrium und endet im Ordovizium. Im einzelnen ordnet B.DIETRICHSON gewisse Bereiche dieser Sedimente der Abteilung "Kambrischer Sandsteinschiefer und Alaunschiefer" zu, stellt die im Hangenden folgenden Phyllite den ordovizischen Schichten der Osloregion gleich und erkennt als dritte und oberste Einheit Gausdalsandsteinschiefer, die er als Äquivalent zur Mellsenn-Abteilung von T.STRAND (1938) betrachtet.

Dieser Unterlage ruht in diskordanter Folge die zweite Einheit auf. Sie umfaßt zwei Schubmassen. Die Schubmasse der Jotun-Eruptiva unterteilte B.DIETRICHSON (1945) kartographisch in Saussuritgabbro, Ultrabasit, Anorthosit und Jotungranit; jene der Gneise, die im NE des Arbeitsgebietes auftritt, stellte er einheitlich dar. Es sind metamorphosierte Gesteine, für die zum Großteil sedimentäre Herkunft angenommen wird.

Abb. 3. Geologische Übersichtskarte des Espedal-Gebietes
(vereinfacht nach B.DIETRICHSON 1945).
1 Quartär, 2 Basissedimente, 3 Gabbrokonglomerat, 4 Sparagmit,
5 Gneis, 6 Saussuritgabbro, 7 Ultrabasit, 8 Anorthosit,
9 Jotun-Granit.

Sie liegen der erst besprochenen magmatischen Serie diskordant auf.
B.DIETRICHSON (1945) glaubt diese aufgeschobenen Gneise mit Vorkommen bei Heidahlsmühen parallelisieren zu können.

Als dritte Einheit sind die Valdres-Sparagmite angeführt. B.DIETRICHSON übernimmt T.STRAND's Auffassung aus dessen frühen Arbeiten und spricht von "synorogene or interorogene flysch formation", in der Annahme, die Sedimente seien vor den sich bewegenden Massen abgelagert worden. Mit T.STRAND schreibt er diesen Gesteinen ordovizisch-silurisches Alter zu. Diese Auffassung vertritt T.STRAND erneut 1961 bei seinen Untersuchungen in der Sel-Vaga Gegend. In dieser Arbeit schlägt STRAND außerdem vor, die Massive bei Rössjökollan und Espedalen und die Decken in der Gegend von Sel und Vaga unter der Bezeichnung "Untere Jotundecke" zusammenzufassen und der takonischen Phase der kaledonischen Gebirgsbildung zuzuordnen und ihr die eigentlichen Eruptiva von Jotunheimen als "Obere Jotundecke" gegenüberzustellen. Die Platznahme der "Oberen Jotundecke" soll während einer jüngeren, gebirgsbildenden Phase stattgefunden haben. Die Unterscheidung in "Obere-" und "Untere Jotundecke" ergibt sich nach T.STRAND aus dem tektonischen Verband mit dem Valdres-Sparagmit, der beide Decken zeitlich und räumlich trennt.

Neuere Arbeiten über die stratigraphische Stellung der Valdres-Sparagmite und der Mellsenn Formation sind von R.P.NICKELSEN (1968) und J.LÖSCHKE (1968) erschienen. R.P.NICKELSEN erkennt in der Gegend um Mellenne und Heggeberg, daß Sparagmite und die topographisch liegenden, mit sedimentärem Kontakt folgenden Gesteine der Mellsenn Formation, überkippt liegen und durch eine Überschiebung von den darunterliegenden Phylliten getrennt sind. J.LÖSCHKE findet diese Beobachtung bei seinen Untersuchungen bei Mellane und Langsuen bestätigt und fordert im Einklang mit R.P.NICKELSEN eine neue stratigraphische Zuordnung. Mit Bezug auf diese strittige Frage schreibt er:

"Die tektonische Deutung R.P.NICKELSEN's, derzufolge das S-Profil von Skarvemellen" - Valdressparagmit liegt über Gesteinen der Mellsenn Formation - "der überkippte Teil einer großen liegenden Falte ist, wird voll und ganz unterstützt. - Der Valdres-Sparagmit ist weder ein Flysch noch ein Molassesediment, sondern eine miogeosynklinale Sedimentfüllung der kaledonischen Geosynklinale. Der Valdres-Sparagmit wird für eokambrisch gehalten und befindet sich eindeutig in allochthoner Position."

Tabelle 1 verdeutlicht den Unterschied der beiden diskutierten stratigraphischen Zuordnungen des Valdres-Sparagmits und der Mellsenn Formation.

	STRAND/DIETRICHSON	LÖSCHKE/NICKELSEN
Silur	Valdres-Sparagmit Mellsenn Formation	
Ordovizium	Phyllite	Phyllite ? Mellsenn Formation
Kambrium	Kambrischer Sandsteinschiefer und Alaunschiefer	
Eokambrium		Mellsenn Formation Valdres Sparagmit

Tab.1. Stratigraphische Tabelle (schematisiert).

Auch die stratigraphische Zuordnung der Jotun-Eruptiva konnte bislang nicht eindeutig vorgenommen werden. War V.M.GOLDSCHMIDT (1916a) geneigt, für diese Gesteine kaledonisches Alter anzunehmen, so schreibt ihnen S.v.BUBNOFF (193o) frühkaledonisches Alter zu, d.h. die Zeit bis zu den ersten Faltungsphasen. In stark mylonitisierten Partien innerhalb der Decken sieht er den Beweis für nochmaligen Transport nach dem Empordringen auf großen Bewegungsflächen der kaledonischen Gebirgsbildung. E.B.BAILEY und G.HOLTEDAHL (1938) stellen die Frage, ob mit den Magmatiten des Bergen-Jotun Gebietes kaledonische Intrusiva oder aus der Sogn-Jotun Synklinale stammende, präkambrische Massen vorliegen. Sie weisen auf Anorthosite und Gabbros hin, die entlang der Westküste auftreten und die man durch Migmatisation der Kruste erklärt, und schlußfolgern für die zur Diskussion stehenden Plutonite als Wurzel eine derartige im Westen gelegene hochaktivierte Zone. Große Transportwege werden angenommen. Wie O.HOLTEDAHL (196o) mitteilt, stecken in diesen Gesteinen kaledonische Intrusiva (Trondhjemite). Sie dürften somit älter sein. 1951 gelang es T.STRAND für den Rudihökomplex aus dem Sel-Vaga Gebiet präkambrisches Alter nachzuweisen. Er fand Einschlüsse von Bergen-Jotun Gesteinen in den liegenden Partien der über dem Rudihökomplex folgenden eugeosynklinalen Abfolge. Er schlußfolgert mögliches präkambrisches Alter für die restlichen Bergen-Jotun Gesteine.

V. Gesteinsbeschreibung

Das Hauptinteresse der Untersuchungen gilt, wegen ihrer bergmännisch und somit auch lagerstättenkundlich interessanten Geschichte, den sogenannten Jotun-Eruptiva.
Einleitend werden jedoch zunächst die Rahmengesteine derselben, Basissedimente und Valdres-Sparagmite besprochen, soweit sie zur Erfassung des Gesamtbauplans von Wichtigkeit

sind. Auf eine detaillierte Bearbeitung dieser Gesteine konnte im Zusammenhang der vorliegenden Problemstellung allerdings nicht eingegangen werden. Arbeiten hierüber sind in Vorbereitung und genören insbesondere zum Arbeitsbereich von J.O.Englund (Oslo).

1. Basissedimente

Aus den Darstellungen O.HOLTEDAHL's (1960) über die Entstehung des Espedal-Komplexes läßt sich auch die Geschichte dieser Gesteine herauslesen. Danach handelt es sich um kristalline Schiefer, die sich in der Hauptsache als umgewandelte tonig-sandige, paläozoische Ablagerungen deuten lassen.
Bei der Umwandlung dieser Gesteine spielte die Regionalmetamorphose die größte Rolle. Umwandlung durch den Aufschub der Decken war, wenn überhaupt, nur lokal in geringem Maße beteiligt.

Von den Gesteinen der Basissedimente (vgl. B.DIETRICHSON 1945, S.13-15) treten im Arbeitsgebiet nur Phyllite auf. Gut aufgeschlossen sind die NE-SW streichenden und nach NW einfallenden Gesteine an der Straße nach Skabu ca. 1 km NW des Hotels "Dalseter". In ihrem tektonischen Verhalten zu studieren sind sie vor allem am NW Ende des Sees Breisjöen.

Es sind dünnschiefrige bis plattige, ebenflächige Gesteine von vorwiegend dunkler Farbe. Hauptabsonderungsfläche ist die Schieferungsfläche (parallel ss). Die Dicke der einzelnen Lagen liegt im mm-Bereich.

Die mikroskopischen Untersuchungen ergaben folgenden Mineralbestand (in Vol.-%):
Serizit (54,1%), Quarz (34,7%), Calcit (7,3%), Chlorit (3,2%). An Akzessorien (0,7%) treten hinzu: Zirkon, Pyrit und Turmalin.

Die Hauptbestandteile dieses Gesteins, Serizit (o,o1 x o,o8 mm, feinschuppig, zu Zeilen gebündelt) und Quarz (stark undulös, zu Lagen und Linsen aggregiert) bauen im mm-Bereich ein anisotropes Gefüge auf, welches deutlich den primären Lagenwechsel widerspiegelt, der durch schnell wechselnde Sedimentation von sandigem und tonigem Material zustande kam. Calcit, in der Regel idiomorph, tritt bevorzugt in Quarzansammlungen auf. Chlorit parallel verwachsen mit Serizit zeigt schwachen Pleochroismus von blaß- nach hellgrün. - Die Quarzansammlungen zeigen granoblastisches Teilgefüge. Neben den in der Regel aus o,o4 mm großen Individuen bestehenden Lagen, kennt man auch Linsen mit Einzelkörnern der Größenordnung 1,2 mm. Sie heben sich deutlich von den lepidoblastisch gefügten Serizit-Chloritzeilen ab.

Außer der Schieferung s_1 (parallel ss) erkennt man unter dem Mikroskop eine Transversalschieferung s_2, die im wesentlichen auf die lepidoblastischen Lagen begrenzt ist. Dort kam es zur Ausbildung einer Feinfältelung. Wo sich s_2 in die Quarzlagen fortsetzt, kam es zur Zerscherung derselben (Abb.4).

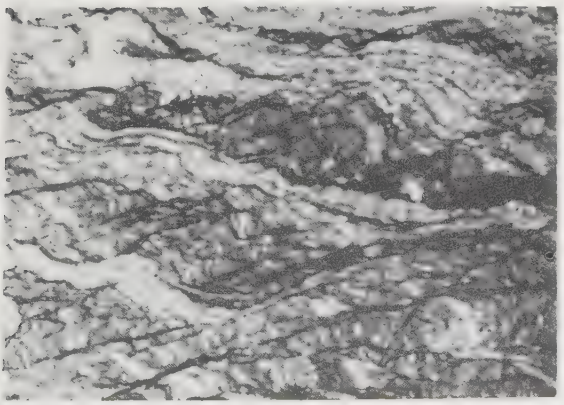


Abb.4. Phyllit mit s_1 (parallel ss) und Feinfältelung an s_2. - Vergr. 2o-fach, Nicols //.

2. Valdres-Sparagmit

Diese von B.DIETRICHSON (1945) einheitlich dargestellten Gesteine konnten von mir petrographisch unterteilt und verschiedenen tektonischen Einheiten zugeordnet werden.

2.1 Valdres-Sparagmit I

Dieser Typ kommt an verschiedenen Stellen vor. Einmal oberhalb Soeterheim einige 1oo m nordwestlich des auf der Höhe 1o65 mNN befindlichen Sees Grimstj. Zum anderen auf der gegenüberliegenden Talseite unmittelbar oberhalb der Gaststätte "Espedalen Turistheim" und weiter im Süden des Arbeitsgebietes, wo er sich in NW-SE streichenden Muldenzonen auf der Höhe Bratskaret 13oo mNN als Fortsetzung der außerhalb des Untersuchungsgebietes liegenden Ongsjöhj-Sparagmite verfolgen läßt. Bei den beiden zuletzt genannten Vorkommen ist der graduelle Übergang von den Jotun-Eruptiva gabbroider Zusammensetzung zu den stratigraphisch darüberliegenden Sparagmiten besonders hervorgehoben.
Im Gegensatz hierzu kann ein entsprechender Zusammenhang oberhalb Soeterheim nicht festgestellt werden. Im Gelände könnte man auch wie B.DIETRICHSON (1945) annimmt, an einen sedimentären Zusammenhang mit den Sparagmiten um Sprenpiggen 1327 mNN, der nächst höheren tektonischen Einheit, denken. In der Tat zeigen beide Gesteinsvorkommen mitunter große Annlichkeit im Mineralbestand und Gefüge. Da sich jedoch eine im Gelände vermutete Störung zwischen den Sparagmiten um Sprenpiggen 1327 mNN und jenen oberhalb Soeterheim im Luftbild bestätigt, wird auch hier Konkordanz mit den gabbroiden Jotun-Eruptiva angenommen.

Die oben erwähnten Vorkommen umfassen mehrere Varietäten, die petrographisch gut unterscheidbar, auf der Karte jedoch wegen zu geringer Mächtigkeit nicht vollständig aushaltbar sind.

2.11 Gabbrokonglomerat

Unter dieser Bezeichnung beschreibt B.DIETRICHSON (1945) eine der Varietäten. Die einzelnen Vorkommen sind auf der geologischen Karte mit einer Übersignatur angegeben.

Wie sich unter dem Mikroskop zeigt, setzt sich die grüne, dichte Matrix aus Epidot, Chlorit und Aktinolith zusammen. Darin eingebettet sind neben den mehr oder minder stark gerundeten, gelegentlich auch tektonisch gestreckten, hellen Jotun-Granit- und Anorthositfragmenten (Kantenlänge 5-1o mm), als überwiegend kantige Komponenten Hornblendebruchstücke (o,5 x o,7 mm, $2V_x = 74^\circ$, $Z/c = 16^\circ$, Pleochroismus: X/Y hellgrün - Z dunkelgrün), Quarz (1,o x 1,2 mm) und Plagioklas (1,3 x 2,o mm, An = 1o%, in Relikten 3o%).
Idiomorpher Pyrit und Ilmenit mit Leukoxensaum sind die opaken Bestandteile des Gesteins.

2.12 Grünschiefer

Wo all diese unregelmäßig verteilten Komponenten fehlen und die Matrixminerale den Gesamtgesteinsaufbau bestreiten, kommt es zur Ausbildung einer weiteren, durch Lagenwechsel gekennzeichneten Varietät. Die Dicke der einzelnen Lagen, deren Körnigkeit und Farbe variieren, liegt im mm-Bereich. Parallel zu diesem Lagenbau zerfallen die Schiefer zu 1-5 cm mächtigen Platten.

Der Mineralbestand (in Vol.-%) setzt sich wie folgt zusammen:
Epidot (44,7%), Aktinolith/Chlorit (29,7%), Quarz (7,6%), wenig Apatit, reichlich Titanit und Ilmenit mit Leukoxenrand, sowie opakes Erz (18,o%).

Die makroskopisch deutlich erkennbare Paralleltextur (s_1 = ss) findet man unter dem Mikroskop, insbesondere anhand zeiliger Erzanreicherungen bestätigt. o,2 mm mächtige Quarzmobilisate verdeutlichen eine schon bei den Phylliten erkannte Transversalschieferung. Mittlere Korngröße des Gesteins o,o5 x o,o7 mm.

Oberhalb der Gaststätte "Espedalen Turistheim" zeigt dieser Typ eine etwas unterschiedliche Gesteinsausbildung:

Dunkel-lichtgrüne, z.T. sehr feinkörnige Lagen beinhalten einsprenglingsartige, teils gut begrenzte, stark saussuritisierte und serizitisierte Plagioklaskristalle (o,8 x 1,2 - 1,3 x 1,6 mm, An = 1o%). Mitunter sind sie im Schieferungs-s (s_1 parallel ss) linsenartig ausgezogen. Die Grundmasse besteht neben Chlorit, Muskovit und Titanit wiederum vorwiegend aus Epidot (o,o8 x o,15 mm) und Aktinolith (o,o7 x o,2 mm grobe Scheiter, meist jedoch filzartig). Im Kern dieser Umwandlungsmineralien sitzt gelegentlich reliktische Hornblende, an ihrer stumpfprismatischen Spaltbarkeit gut erkennbar (o,4 x o,7 mm, $2V_x$ = 7o-72°, Z/c = 16°, Pleochroismus: X/Y hellgrün - Z dunkelgrün).
Eine Modalanalyse ergab folgenden Mineralbestand (in Vol.-%):

Aktinolith (4o,4%), Epidot (3o,8%), Plagioklas (1o,6%), Hornblende (5,6%), Chlorit (4,8%), Titanit (4,8%), Muskovit (3,o%).

2.13 Quarzitschiefer

Ebenfalls zum Valares-Sparagmit I zu rechnen sind feinschichtige Gesteine, die im wesentlichen aus zeilig angeordneten Quarzaggregaten und dazu parallel eingeschalteten epidotlagen sowie gelegentlich eingestreuten Feldspaten bestehen. Sie sind über eine Fläche von wenigen qm aufgeschlossen, wo der Bach Skurva von Frederiks-Soeter kommend mit nahezu rechtem Winkel nach SE umbiegt. Diese m- mächtigen Lagen zerfallen in 1-5 cm dicke Platten. Ihre Farbe ist hellgrün.

Mineralbestand (in Vol.-%):
Quarz (6o,3%), Epidot (2o,4%), Muskovit (6,o%), Plagioklas (1,4%). An Akzessorien (o,2%) treten Mikroklin und Titanit auf.
Das Gestein ist äußerst feinkörnig und zeigt deutlichen Lagenbau. Quarzreiche Partien (Korngröße o,oo6-o,o3 mm) mit im s_1 (parallel ss) gestreckten Muskovitschuppen wechsellagern mit solchen, die zusätzlich Epidot in Lagen angereichert haben. Die wenigen Feldspatklasten (Plagioklas An = 1o% und Mikroklin) sind unregelmäßig verteilt.

Ausgangsgestein: Die Frage nach der entweder detritischen oder pyroklastischen Natur der oben beschriebenen Varietäten kann bei isolierter Betrachtung nicht eindeutig beantwortet

werden. Erkennt man aber den genetischen Zusammenhang zu den stratigraphisch im Liegenden mit Konkordanz folgenden gabbroiden Jotun-Eruptiva, so erhält man durch die dort erkannten vulkanischen Gefüge (s.S.3o,34) neben der dem Sparagmit eigenen hohen Titanführung (vgl. LAPADU-HARGUES 1952) und dessen einsprenglingsartigen Plagioklas- und Hornblendekristallen und den kantigen Gesteinsfragmenten (Lapillis), einen entscheidenden Hinweis für vulkanische Tätigkeit.
Der Verfasser nimmt als Ausgangsgesteine für die metamorphen Valdres-Sparagmite Agglomerattuffe (2.11), Tuffe (2.12) und Tuffite (2.13) an.
Infolge der metamorphen Überprägung liegen all diese Gesteine in der Grünschieferfazies vor.

2.2 Valdres-Sparagmit II

Diese Gesteine findet man östlich des Espedal-Sees vor allem um die Höhen Ruten 1513 mNN und Sprenpiggen 1327 mNN verbreitet. Auf der Westseite des Sees nehmen sie die Höhe Megrund 1318 mNN ein.
Zusammen mit Gesteinen vom Typ Valdres-Sparagmit I bauen diese Gesteine die oberste tektonische Einheit innerhalb des Espedal-Massivs auf. Auffallendstes Merkmal dieser Einheit ist eine Zunahme im Metamorphosegrad von unten nach oben. So gelangt man z.B. auf dem Wege vom Espedalen Turistheim nach Ruten 1513 mNN in immer höhermetamorphe Gesteine dieser Gruppe. Derartige invers gelagerte tektonische Einheiten werden im allgemeinen mit Überschiebungen erklärt. Eine für den vorliegenden Fall zutreffende Interpretation.
Die unmittelbar im Hangenden der Überschiebungsfläche liegenden topographisch niedrigsten, stratigraphisch jedoch höchsten Anteile dieser Einheit gleichen in Gefüge und Mineralbestand in großem Maße dem Valdres-Sparagmit I.

Die in diesem Bereich von B.DIETRICHSON (1945) lokal angezeigte konglomeratische Ausbildung ist in Wirklichkeit weit verbreitet. So konnten sogar in den höher metamorphen Bereichen dieser Gruppe, um die Gipfelregion des Sprenpiggen 1327 mNN, Gerölle mit Durchmesser bis zu 4 cm beobachtet werden. Die dort anstehenden Gesteine liegen heute als Schiefer vor, mit den Hauptkomponenten Hornblende, Glimmer, Feldspat und Quarz. Hornblende und Glimmer bilden gewöhnlich größere zusammenhängende Partien, welche im s_1 eingeregelt sind, wobei sie sich um Feldspat-Quarzaggregate flaserig anordnen.
Auf den Höhen um Ruten 1513 mNN kennt man Bereiche mit konkordant zum s_1 eingelagerten sauren cm- mächtigen Zwischenschaltungen. B.DIETRICHSON (1945) spricht von ptygmatischer Durchäderung und nimmt partielle Aufschmelzung an. Eigene Untersuchungen ergaben, daß es sich um enggefaltete Gesteine mit primärem Lagenwechsel im mm-cm Bereich handelt.
Der makroskopisch erkannte Unterschied im Metamorphosegrad erwies sich bei der mikroskopischen Untersuchung als ein Sprung von der niedrigsten zur höchsten Subfazies der Grünschieferfazies nach H.G.F.WINKLER (1967).

2.21 Grünschiefer

Zur Quarz-Albit-Muskovit-Chlorit-Subfazies zu stellen sind die topographisch zu unterst liegenden, stratigraphisch jedoch hangenden mit dem Valdres-Sparagmit I (2.12) gleichzusetzenden Lagen dieser überkippten als Decke vorliegenden Abfolge. Auch die in diesem Bereich bekannten Gabbrokonglomerat-Vorkommen (2.11) sind dieser Fazies zuzuordnen.

Mineralbestand (in Vol.-%):
Epidot (59,4%), Chlorit (2o,4%), Quarz (13,1%), Plagioklas (5,4%). Akzessorien: Titanit, Ilmenit mit Leukoxenrand (1,7%). Neben Pistazit (o,o6 x o,o8 mm , verschieden farbig: Blaßgelb bis gelbgrün, teils zitronengelb) und Klinozoisit (hell, mit den typisch anomal-blauen Interferenzfarben) tritt gelegentlich Orthit (rotbraun mit

Pistazitsaum, verzwillingt) auf. Als Füllmasse innerhalb der Epidot-reichen Partien ist Chlorit zu erwähnen. Er zeigt graue bis graubraune Interferenzfarben. Xenomorphe, randlich schwach serizitisierte Plagioklase (o,1 x o,15 mm, An = 5-1o%) und rundliche, mitunter aggregierte Quarzkörner (o,1 x o,1 mm) betonen mit ihrer Anordnung das lagige Gefüge.

2.22 Epidot-Quarz-Biotit-Schiefer

Über Zwischenglieder, die sich durch Aktinolithreichtum auszeichnen (Epidot 45,3%, Aktinolith/Chlorit 34,7%, Quarz 12,1%, Plagioklas 5,4%, Titanit und opakes Erz 2,5%), gelangt man zu Gesteinen der Quarz-Albit-Epidot-Biotit-Subfazies.

Mineralbestand (in Vol.-%):

	Bio	Qu	Plg	Epi	Msk	Akz
F_{41}	34,7	27,8	17,1	17,2	1,7	1,5
F_{46}	34,9	16,2	22,8	19,5	3,o	3,6

Der Biotit (o,o6 x o,2 mm) zeigt starken Pleochroismus von hell- nach dunkelbraun. An den aufgefransten Enden ist er des öfteren mit Muskovit parallel verwachsen. Pistazit (o,1 x o,2 mm, manchmal zonar gebaut mit Orthit im Kern) ist an die Glimmerzeilen gebunden. Quarz zeigt sich in feinkörnigen mosaikartigen Aggregaten und undulös auslöschenden größeren Individuen (o,2 x o,4 mm). Plagioklas (o,4 x o,6 mm, An = 5%) tritt in schwach serizitisierten, polysynthetisch verzwillingten Körnern auf.
An Akzessorien sind Kalifeldspat, Apatit, Zirkon und opakes Erz zu nennen.
Quarz-Feldspatzeilen im Wechsel mit Epidot-Biotitlagen rufen im mm-Bereich eine deutliche Paralleltextur hervor. An Transversalschieferungsebenen (s_2) kam es zu Stauchungen und Faltungen von Biotit und Muskovit.

2.23 Muskovit-Hornblende-Quarz-Schiefer

Schließlich treten um Ruten 1513 mNN Gesteine der Quarz-Albit-Epidot-Almandin-Subfazies auf, die durch das Auftreten von Hornblende gekennzeichnet sind.

Mineralbestand (in Vol.-%):

	Qu	Hbl	Msk	Plg	Epi	Akz
F_{148}	38,4	36,6	14,7	5,8	3,3	1,2

Die makroskopisch deutliche Anisotropie des Gesteins zeigt sich unter dem Mikroskop als ein Lagenwechsel von granoblastischen Aggregaten aus Quarz (o,1 x o,25 mm) und Plagioklas (o,2 x o,3 mm, An = 10%) und nematoblastisch gefügten Hornblende-Muskovit-Epidotzeilen. Hornblende (o,15 x o,35 mm, $2V_x$ = 66-74°, Z/c = 16°, Pleochroismus: X hellgelbgrün- Y grün- Z dunkelgrün) wird dabei von Muskovit (o,o3 x o,2 mm), der gelegentlich mit Biotit lamellar verwachsen ist, und Epidot flankiert. Akzessorien: Chlorit, Biotit, Titanit, Apatit, Kalifeldspat (Perthit) und opakes Erz.

Ausgangsgestein: Mit der Gleichartigkeit von Valdres-Sparagmit I (2.11, 2.12) und Teilen des Valdres-Sparagmit II (2.21) steht fest, daß die höher metamorphen Glieder der Sparagmit-Decke ältere Bestandteile der Agglomerat-Tuff-Tuffit-Serie oder aber prä-vulkanische Ablagerungen sind.

3. Mylonite

Nur wenige unter dem Mikroskop untersuchte Proben sind frei von postkristalliner Deformation. Zeugen schwacher mechanischer Deformation, wie Verbiegungen von Glimmer und Feldspäten oder undulöse Auslöschung von Quarz sind allgemein beobachtbar und berichten von einer, wenn lokal auch sehr geringfügigen tektonischen Einwirkung.
Hier sollen nun Gesteine besprochen werden, die einen makroskopisch erkennbaren Mylonitisierungsgrad aufweisen. Im Gelände markieren sie Störungen, Ver- und Überschiebungen und besitzen somit Bedeutung für die tektonische Analyse.

3.1 Mylonit I

Im SE der Höhe Sprenpiggen 1327 mNN liegen mit jeweils tektonischem Kontakt zwischen Valdres-Sparagmit und

gabbroiden Jotun-Eruptiva nach SE aufgeschoben, stark tektonisierte Gesteine mit reliktischer magmatischer Prägung. Diese aufgeschuppte Einheit ist im Gelände weithin sichtbar. Den tektonischen Verband im Gesamtkomplex zeigt Profil 3, Anlage 3.
Neben dem erwähnten Hauptverbreitungsgebiet, wo das sehr harte, gegen die Verwitterung sehr widerstandsfähige Gestein einen hohen Gipfel bildet, kennt man kleinere Vorkommen auf der anderen Seite des Sees unmittelbar oberhalb Grasgarliseter. Das Streichen ist generell NE-SW und spiegelt die kaledonische Richtung wider. Das Einfallen ist NW gerichtet.
Das im Bruch hell-schwarzgraue Gestein ist gewöhnlich äußerst feinkörnig und feinschichtig. Mitunter erkennt man größere Feldspatkörner in einer extrem feinkörnigen Grundmasse, welche im "s" linsenartig ausgezogen sind. Wo derartige stark deformierte Feldspäte an Größe und Zahl zunehmen, kommt es zum Auftreten einer grobkörnigen Varietät innerhalb dieses Komplexes. Selbst die aufgeschlossene Mächtigkeit dieser Schuppe läßt sich aufgrund der vielseitigen Überprägung schwer abschätzen, dürfte aber einige 1o m nicht übersteigen.

Mineralbestand (in Vol.-%):

	Kf	Qu	Plg	Hbl	Zoi	Akz
F_{48b}	4o,3	29,2	1o,2	1,6	18,o	o,7
F_{5o}	53,8	31,o	8,3	5,7	--	1,2

Unter dem Mikroskop zeigt sich die Mylonitisierung in der deutlich lamellaren Anordnung von stark granulierten, granoblastisch gefügten Quarz-Feldspat-Geweben und parallelen, zeiligen Zwischenschaltungen von zerriebenen Hornblendebruchstücken.
Die Mineralzusammensetzung, abgesehen von den Sekundärmineralien entspricht der eines Jotun-Granits.

Auffallendste Gemengteile sind die, von Quarz-Feldspat-Mortelgefügen (Korngröße: o,o5 x o,o5 mm) eingesäumten Mikroklinperthit- und Plagioklasbruchstücke (2,o x 2,5 mm). Der Plagioklas (An = 15-25%) ist nach dem Albit- und Periklingesetz polysynthetisch verzwillingt. Größere Hornblendebruchstücke (o,4 x o,5 mm, $2V_x$ = 64-72%, Z/c = 16°, Pleochroismus: X/Y hellgelbgrün - Z olivgrün), sind ebenso selten wie die vereinzelten, xenomorphen Antiperthitkörner. In der Regel sind kleinste Hornblendespaltstücke (o,o1 x o,o1 mm) zusammen mit Zoisitneubildungen zu dünnen, parallelen Zeilen oder enggefalteten Schnüren aneinandergereiht.
In ihnen sitzen die Akzessorien: Granat, Zirkon, Pistazit, Orthit und opakes Erz. Granat ist von einer randlich und von Spaltrissen aus einsetzenden Umwandlung in Hellglimmer ergriffen.

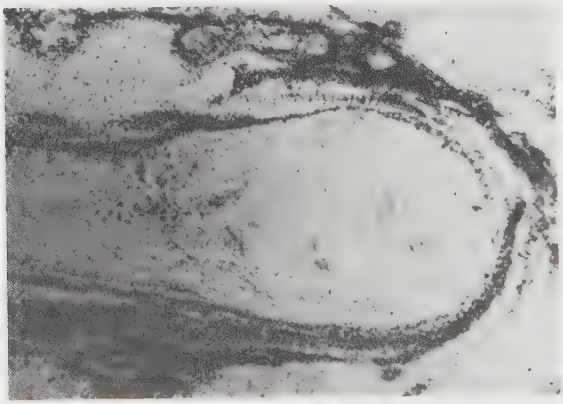


Abb.5. Mylonit I. Porphyroklastischer Mikroklinperthit eingesäumt von zeiligen Zoisitneubilungen. - Vergr. 2o-fach, Nicols //.

3.2 Mylonit II

Anhand dieser Gesteine konnte im Gelände neben zahlreichen im allgemeinen Streichen (NW-SE) liegenden Störungen, eine kaledonisch angelegte, NW einfallende Verschiebungsfläche erkannt werden. Sie ist an eine, durch den Gesteinswechsel gabbroide - / anorthositische Jotun-Eruptiva bedingte Schwächezone gebunden. Verursacht durch eine zweite senkrecht zur ersten angelegten Einengung wurden Hangendes und Liegendes dieser tektonischen Grenzfläche gleichzeitig in Falten gelegt, was einmal das Zutagetreten der Mylonitisierungsebene in Sattelzonen und zum anderen den unregelmäßigen Verlauf der Ausbißlinie der Verschiebungsfläche bedingt.

Die Untergrenze der Hangendscholle, durch die Mylonite markiert, läßt sich im Gelände von Botten über Megrund-Soeterheim vorbei an Statsrad Stangs und Evans Grube bis hinauf zur Graahöene 1364 mNN und jenseits dieser Höhe mit einem Streichen von ca. 2o° anhand von Geländerippen gut verfolgen.
Darüberhinaus treten sie auch im NW des Arbeitsgebietes auf, wo sie die oben erwähnten Sattelzonen einnehmen.

Die im wesentlichen graugrünen Gesteine zeigen oft deutliche Bänderung im mm- Bereich; hervorgerufen durch Quarz-Feldspatzwischenschaltungen in einem sonst mafitreichen Gestein. Angaben über Mächtigkeit können nur mit Vorbehalt gemacht werden. Falten und Störungen berücksichtigt sind schwankende Mächtigkeiten von 5-15 m anzunehmen. Der Übergang zu den hangenden und liegenden Gesteinen ist durch eine die ersten m erfassende Mylonitisierung graduell gestaltet.

Wie sich unter dem Mikroskop zeigt, setzt sich die makroskopisch erkennbare Paralleltextur aus mehreren Myloniteinbahnen wechselnder Mächtigkeit, bestehend aus feinst-

zerriebenem Material (Epidot, Aktinolith, Chlorit und Quarz) zusammen. Die Mylonitisierung erfaßte das Gestein derart, daß die ehemalige Natur des Gesteins nur noch gelegentlich an Reliktmineralien erkennbar ist. Von diesen verleihen größere Hornblende-, uralitisierte Pyroxen- sowie Plagioklasbruchstücke dem Gestein ein porphyroklastisches Gefüge.

Als Ausgangsgesteine kommen in erster Linie die hangenden gabbroiden Jotun-Eruptiva in Frage.

Auf Modalanalysen wurde wegen der oft nicht auflösbaren Lagen verzichtet.

Plagioklas (0,2 x 0,25 mm, An = 15-20%) ist in Form linsiger, granulierter Porphyroklasten in fein zerriebener Grundmasse eingestreut und von rekristallisierten, granoblastischen Quarzaggregaten umgeben. Er zeigt starke randliche und zentrale Saussuritisierung und Serizitisierung und ist in der Regel nach dem Albit-und Periklingesetz verzwillingt. Hornblende (0,15 x 0,25 mm, $2V_x$ = 82-88°, Z/c = 17-22°, Pleochroismus: X blaßbraun - Y hellbraun - Z braunlichgrün) ist in Form kleinerer, stark ausgebleichter Fetzen anisotrop im Gestein verteilt. Vereinzelt blieben größere Porphyroklasten erhalten. Im fortgestrittenen Stadium der Hornblendeumwandlung tritt wie beim Pyroxen, Auflösung in wirr-faserigen Aktinolith-Chloritfilz ein.
Als Nebengemengteile und Akzessorien treten auf: Chlorit, Epidot, Granat, Zirkon, Apatit, Titanit und opakes Erz.

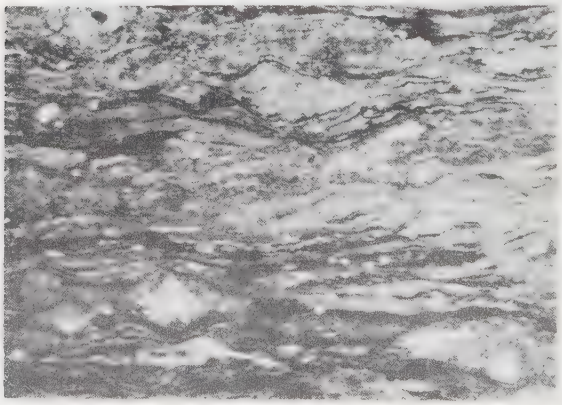


Abb.6. Mylonit II. - Vergr. 2o-fach, Nicols //.

3.3 Mylonit III

Von den zahlreichen im Arbeitsgebiet erkannten Störungen fallen jene mit NW-SE Streichen und steilem NE Einfallen besonders auf.
Innerhalb der Jotun-Eruptiva sind sie wegen der möglichen Versetzung von erzführenden Gesteinen von bergbautechnischer Bedeutung.
Diese tektonischen Lineamente zeichnen sich deutlich in der Morphologie ab und sind darüberhinaus durch Mylonitisierung und Mineralneubildung markiert.
Für gestörte Gesteine gabbroider Zusammensetzung trifft die zuletzt für Mylonit II gegebene Beschreibung zu. Anders verhielten sich die Jotun-Eruptiva der Liegendserie. Zwar zeigen auch sie kataklastische Deformation, ohne jedoch je das Stadium einer extremen Mylonitisierung zu erreichen. Geprägt wurden diese Gesteine durch eine syntektonische, die Mylonitisierung begleitende Umkristallisation. Im Rahmen einer Dislokationsmetamorphose kam es zur Diaphthorese.

Unter dem Mikroskop kann man mehrere Stadien der syntektonischen Kristallisation beobachten. Der Zerfall von Plagioklas (o,3 x o,4 mm, An = 35-40%) und Klino- bzw. Orthopyroxen (o,15 x o,2 mm) führte neben vollständiger Saussuritisierung bzw. Uralitisierung zur Neubildung von Granat (- 1 mm Durchmesser) und Quarz. Eine Reaktion die auch beim Mylonit II eingetreten ist, nie aber in der hier beobachteten Häufigkeit. (Abb.7).
Akzessorien: Apatit, Zirkon und opakes Erz.
Dem ursprünglich massigen Gestein wurde ein schiefriges Gefüge aufgezwungen.

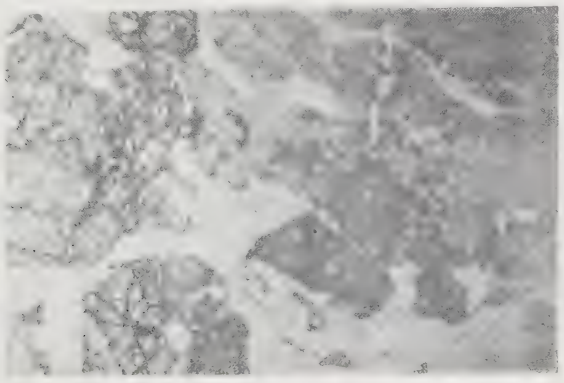


Abb.7. Mylonit III mit syntektonischer Granatbildung. Vergr. 2o-fach, Nicols //.

4. Jotun-Eruptiva

Literaturdiskussion.

Über die Jotun-Eruptiva steht ein umfangreiches Schrifttum zur Verfügung. Was ihre genetische und altersmäßige Einstufung angeht, so werden von präkambrischen Metamorphiten (T.GJELSVIK 1946) bis zu kaledonischen Intrusiva alle Deutungsmöglichkeiten diskutiert (s.S. 1o).

Die Bezeichnung "Jotun-Eruptiva" oder "Gesteine des Bergen-Jotun Stammes" führte V.GOLDSCHMIDT (1916a, 1922) ein. Er bezeichnete damit "eine Gemeinschaft von Eruptivgesteinen", innerhalb des kaledonischen Gebirges "welche in solcher geologischer Verknüpfung auftreten, daß man zur Annahme eines gemeinsamen Ursprungs geführt wird." Als charakteristische Besonderheiten dieser Gesteine werden erwähnt, mikroperthitische Verwachsungen zwischen Kalifeldspat und kalkreichen Plagioklasen, das Zurücktreten des Biotits sowie das Auftreten von Anorthosit in bedeutenden Massen. GOLDSCHMIDT's Untersuchungen und Gedankengänge bildeten die Grundlage für alle späteren Überlegungen. Seine eingehenden petrographischen und geochemischen Bearbeitungen resultierten in der Aufstellung eines Differentiationsschemas (V.M.GOLDSCHMIDT 1922, S.11) deren einzelne Differentiationsprodukte aufgrund der beobachteten gegenseitigen Altersverhältnisse in drei Gruppen untergliedert werden können.

Erste Generation:	Pyroxenite und Peridotite, normaler Gabbro, normaler Norit.
Zweite Generation:	Jotun-Norit und Mangerit, Labradorfels.
Dritte Generation:	Pyroxen-Syenite und Mangerite, alle Granite.

Zwischen geologischer Verbreitung und magmatischer Entwicklung des Stammes sieht er folgende Zusammenhänge: "Die unzweifelhafte Verknüpfung ... mit Spaltenverwerfungen, respektive Explorsionskanälen deutet, wie ich glaube, darauf,

daß plötzliche Druckentlastung von wesentlicher Bedeutung für den speziellen Differentiationsverlauf ... sein muss."

Die im Espedal-Gebiet auftretenden Jotun-Eruptiva wurden insbesondere wegen ihrer vererzten Ultrabasite untersucht. I.H.L.VOGT (1893, 1895, 1912) und C.W.CARSTENS (1918) lieferten hierzu mehrere Beiträge, in denen die Lagerstättenbildung durch mehrere magmatische Differentiationsprozesse erklärt wird. Unter anderem schreibt VOGT: "From the original magma was first segregated an olivine-pyroxene magma, and from this was segregated a nickel-pyrrhotite magma by the sinking of the sulfides to the lower part of the magma."

An der comagmatischen Natur aller Gesteine im Sinne GOLDSCHMIDT's halten VOGT und CARSTENS fest.

In den Jahren 1945-1960 trug B.DIETRICHSON viel zur Klärung der geologischen Verhältnisse in Espedalen bei. In seinen Studien über tektonische Verbreitung und Genese der Jotun-Eruptiva in Espedalen war er anfangs noch einer Meinung mit GOLDSCHMIDT und beschrieb die Eruptiva Espedalens wiederum als Glieder einer Differentiationsreihe. Für den Aufschub auf das Vorland nahm er einen tektonischen Vorgang an. Später wich DIETRICHSON um so entschiedener von diesen Ideen ab und nahm mehrere zeitverschobene Deckenschübe an, die zur Aufeinanderstapelung alters- und artverschiedener Magmatite führten. Im einzelnen kommt er zu folgender Einteilung:

1. The labradorfels nappe ("real" anorthosite, probably of plutonic, Pre-Cambrian, stratified, lopolithic differentiation) belonging to the first Caledonian orogenic phase in middle Ordovician.

2. The "granitic" nappe (hypersthene-granite and -syenite, mangerite) possibly of paleozoic, plutonic, stratified, lopolithic differentation, belonging to the second Caledonian orogenic phase in Silurian.

3. The Jotun-norite nappe (with peridotite along its base, upwards transitionel to mangerite) belonging to the same sequence of differentiation as 2 but of "mise en place" towards middle Devonian.

Der Begriff "stratiform gabbro-anorthosit lopolith" taucht dann erneut bei CHR.OFTEDAHL (1961) auf. Er deutet die Anorthosit-Charnockit-Provinz des gesamten Jotunheimen als "essentially extrusive magmatic bodies differentiated to stratiform units in situ". Im Gegensatz zu T.STRAND's Meinung (1951), die Jotun-Eruptiva lägen mit tektonischem Kontakt über den ordovizischen Phylliten, vertritt CHR.OFTEDAHL die Ansicht, daß trotz Deckenschüben die stratigraphische Position erhalten geblieben sei, und legt den Zeitpunkt der Extrusion ins späte Kambrium oder frühe Ordovizium.

Gesteinsbeschreibung

An der Nomenklatur GOLDSCHMIDT's soll festgehalten werden, wenn auch, wie sich zeigen wird, Zweifel an der comagmatischen Natur der Gesteine bestehen.

Diese magmatisch geprägten, in späterer Zeit nahe der Oberfläche abgelösten und verfrachteten Gesteine zeigen starke Variationen in Korngröße und Mineralzusammensetzung. Neben den sporadisch auftretenden Ultrabasiten nehmen vor allem gabbroide und anorthositische Gesteine weite Areale ein. Von richtungslos körnigen homogenen, zu gebänderten heterogenen Typen kennt man alle Übergänge. Neben der äußerst wechselvollen Beschaffenheit ist im allgemeinen das Fehlen magmatischer Kontakterscheinungen bezeichnend.

Die, durch den Gesteinswechsel gabbroide/anorthositische Jotun-Eruptiva bedingte Schwächezone, wurde während der kaledonischen Orogenese als Gleitfläche benutzt. Es kam zur Anlage von NE-SW streichenden Verschiebungsflächen und dadurch zu einer tektonischen Untergliederung (s. Mylonit II, S. 22).

Hierdurch hervorgerufene tektonische Kontakte, verbunden mit Mylonitisierungen, erschweren vielfach das Studium des primärmagmatischen Überganges. Trotz derartiger tektonischer Unterbrechungen konnten die Lagerungsverhältnisse klar erkannt werden.

Den überwiegend anorthositischen Gesteinen (Liegendserie der Jotun-Eruptiva) folgen im stratigraphisch höheren Niveau Gesteine gabbroider Zusammensetzung. An der Grenze treten lokal linsenförmige Ultrabasite auf. (Hangendserie der Jotun-Eruptiva).
Der Verlauf der meisten geologischen Grenzen ist vorwiegend NW-SE gerichtet. Neben hauptsächlich NE-Einfallen konnten auch Werte mit SW-Einfallen gemessen werden, wodurch sich Mulden- und Sattelzonen ergeben.

4.1 Hangendserie der Jotun-Eruptiva

4.11 Gabbroide Jotun-Eruptiva

Gesteine dieser Zusammensetzung sind flächenmäßig weit verbreitet. Die geographische Verbreitung ist im einzelnen der geologischen Karte (Anlage 1) zu entnehmen.

Makroskopisch sind diese fein-mittelkörnigen, auffallend schweren Gesteine durch die Mineralkomponenten Feldspat und Pyroxen gekennzeichnet. Der Pyroxen zeigt sich unter der Lupe in Form xenomorpher Körner von schwarzer Farbe. Er gibt dem Gestein den dunklen Farbton. Gebunden an metamorph überprägte Bereiche sind Gesteine dieser Gruppe, deren ursprüngliche Gefüge stark verändert sind (4.113).
Wo diese Beeinflussung ausblieb, kennt man folgende Gefügevarianten: In der Hauptsache richtungslos- körnige Gesteine (4.111); daneben treten immer wieder äußerst feinkörnige bis dichte, porphyrische Gesteine (4.112) schwarzer Farbe

auf, deren wesentliches Merkmal die gelegentlichen Plagioklas-Einsprenglinge sind.
Allen Gesteinen gemeinsam ist eine makroskopisch erkennbare Magnetkies-Kupferkies-Imprägnation.

4.111 Richtungslos-körnige Gesteine
Zur mikroskopischen Untersuchung dieser Varietät wurden mehrere Proben herangezogen, die folgenden Mineralbestand (in Vol.-%) ergaben:

	Plg	Kpx	Opx	Hbl	Tlk	Bio	E	Akz
F_{210}	3o,o	26,8	2o,o	15,2	6,4	-	-	1,6
F_{236a}	19,6	4,o	21,4	53,4	-	-	1,o	o,6
F_{230}	33,o	-	4,o	-	38,4	-	24,6	-
F_{124}	44,6	24,4	6,6	16,o	-	3,o	5,4	-
F_{214}	5o,8	11,o	11,o	9,2	16,2	-	1,5	o,3

Xenomorphe Plagioklase (An = 65-7o%) zeigen die für sie typischen Verzwillingungen nach dem Albit- und Periklingesetz. Sie sind durch randliche und von Spaltrissen aus einsetzende Serizitisierung und Saussuritisierung fleckenhaft getrübt. Die xenomorphen farblosen Klinopyroxene (Diopsid) ($2V_z = 45^o$, $Z/c = 36\text{-}42^o$) und Hornblenden mitunter biotitsiert, ($2V_x = 9o^o$, $Z/c = 16\text{-}18^o$, Pleochroismus: X grün, Y hell-bräunlichgrün, Z bräunlichgrün) unterliegen größeren Korngrößenschwankungen. Mosaikartig aggregierte Bruchstücke liegen in den Zwickeln größerer, unregelmäßig begrenzter Individuen. Die Orthopyroxene ($2V_x = 52\text{-}6o^o$) sind durch ihren typischen Pleochroismus (X/Y gelb-rötlich, Z graugrün), die stets braunvioletten durchsichtigen Entmischungstäfelchen aus Ilmenit sowie den gelegentlichen Augitentmischungslamellen (beide // 1oo) gut gekennzeichnet. Von Rissen aus setzt des öfteren intensive Vertalkung ein. Chlorit, Apatit und opakes Erz sind die Akzessorien des Gesteins, wobei die Erzmineralien oft erheblich angereichert sind.

Die durchschnittliche Korngröße aller Hauptkomponenten liegt bei o,4 x o,5 mm.

4.112 Porphyrische Gesteine

Mineralbestand (in Vol.-%):

	Hbl	Pyr	Plg	Akt	E	Akz
F_{75a}	50,6	1,4	27,2	8,8	11,4	0,6
F_{209a}	15,4	34,4	27,6	4,6	16,6	1,4

Die betont lagige Anordnung der einer älteren Generation angehörenden leistenförmigen Plagioklas- (0,16 x 0,6 - 1,2 x 2,6 mm, An = 30-35%), und der zu Aktinolith pseudomorphosierten Klinopyroxen-Einsprenglinge (0,2 x 0,4 mm, Erzdurchstäubung macht das Einmessen der optischen Daten unmöglich), in einer paralleltexturierten Grundmasse (Korngröße 0,03 x 0,03 mm) spricht für fluidale Einregelung. Neben den Einsprenglingsmineralien setzt sich die Grundmasse aus aktinolithisierter Hornblende ($2V_x$ = 76°, Z/c = 16°, Pleochroismus: X farblos, Y hellgrün, Z hell-bräunlichgrün) und Erzmineralien zusammen.
An Akzessorien treten Serizit (Neubildung im Plagioklas) und Granat auf (Abb.8).

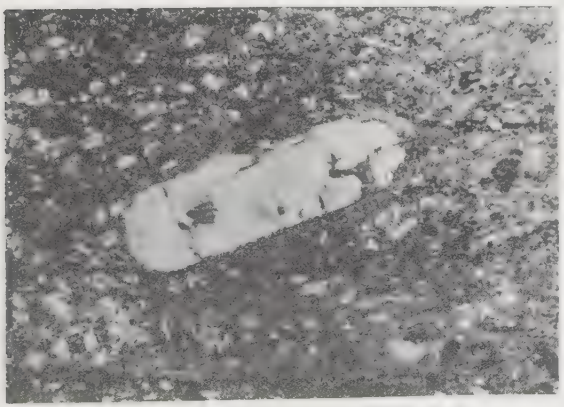


Abb.8. Porphyrische gabbroide Jotun-Eruptiva.
Leistenförmiger Plagioklaseinsprengling (fluidal eingeregelt) in feinkörniger Grundmasse.
Vergr. 20-fach, Nicols //.

4.113 Verschieferte Gesteine

Umkristallisationen des Ausgangsmaterials wie Serizit- und Saussuritbildung im Plagioklas bzw. Aktinolithisierung und Vertalkung der Mafite, sind nahezu allen gabbroiden Gesteinen im Arbeitsgebiet eigen. In den Proben $F_{137+63b}$ bemerkt man außerdem eine zweifache retrograd-metamorphe Beeinflussung unter epimetamorphen Bedingungen.

Mineralbestand (in Vol.-%):

	Akt	Epi	Plg	Kpx	Opx	Gr	E	Qu	Chl	Ca	Akz
F_{137}	49,o	-	32,5	5,4	o,8	3,5	4,8	2,6	-	-	1,4
F_{63b}	24,4	36,8	19,2	3,2	2,2	4,2	4,9	-	2,4	2,o	o,7

Die unter 4.111 beschriebenen Primärmineralien Orthopyroxen, Klinopyroxen und Hornblende sind nur noch reliktisch als Kerne in einem wirrfaserigen Filz aus Aktinolith und Epidot ernalten. Sämtliche Plagioklase (An = 1o%) sind von einer intensiven Serizitisierung und Saussuritisierung erfaßt worden. Erzmineralien, Ilmenit mit randlicher Leukoxenbildung, Magnetit als Entmischung im Pyroxen und Magnetkies, um den es zur Neubildung von Granat kam, sitzen in den Zwickeln der Hauptkomponenten.
An Akzessorien wurden Apatit und Zirkon beobachtet.
An Transversalschieferungsebenen (S_2) kam es zur diaphthoritischen Umbildung in Calcit, Epidot, Chlorit und Quarz.

Im Zuge erhönter regionalmetamorpher Beeinflussung kam es neben der Bildung neuer Mineralarten zur Umprägung des Gefüges. Diese macht sich ebenfalls in den oberen Bereichen der gabbroiden Jotun-Eruptiva in der Ausbildung eines nematoblastischen, z.T. porphyroblastischen Gefüges bemerkbar.

Mineralbestand (in Vol.-%):

	Akt	Hbl	Epi	Gr	Tit	Qu	Plg	Akz	Bio
F_{82}	37,6	23,2	21,6	7,6	4,4	2,o	1,6	2,o	-
F_{66}	11,4	31,o	9,4	3,6	1,o	5,2	22,4	1,o	15,o

An die durch parakristalline Deformation zu Linsen (o,o5 x o,o5 mm) aggregierten, granulierten, oft zu Aktinolith umgewandelten Hornblenden ($2V_x$ = 84°, Z/c = 16-2o°, X/Y hell-gelblichgrün, Z dunkel-olivgrün) schmiegen sich Biotitschuppen, deren Pleochroismus unterschiedlich stark ist, meist von schwach gelb-braun nach dunkelbraun. Oft beginnen die Blätter an den Enden aufzufransen. In der Hornblende-Biotitfüllmasse sitzen gerundete, z.T. idiomorphe Granatporphyroblasten (Durchmesser o,8 mm), die während des Wachsens vereinzelt Hornblende umwucherten. Meist aber hat ihre Kristallisationskraft ausgereicht, um die Nachbarn zu verdrängen. So wird Granat gewöhnlich von Biotit umrandet. Randlich und von Rissen aus ist Umwandlung in Hellglimmer eingetreten. Plagioklas (o,1 x o,13 mm, An = 35-5o°) und Quarz (o,o7 x o,o9 mm) betonen durch linsige bis lagige Pflastergefüge die Paralleltextur des Gesteins. Der z.T. hohe Epidotgehalt erklärt sich aus der mitunter vollständigen Saussuritisierung der Plagioklase. An Akzessorien wurden neben Apatit, Titanitausscheidungen in Hornblende sowie Calcit und Chlorit an weitstehenden Transversalschieferungsebenen beobachtet.

Obige Mineralzusammensetzung deutet auf eine regionalmetamorphe Überprägung in der höheren Grünschieferfazies hin.

Im Gelände ist es nicht möglich zwischen schiefrigen und mylonitisierten gabbroiden Jotun-Eruptiva (Mylonit II, S.22) zu unterscheiden und auch bei der mikroskopischen Untersuchung zeigt sich, daß zwischen beiden Typen Übergänge bestehen. Unterschiede im Metamorphosegrad bestehen nicht.

Eine Unterscheidung ermöglicht nur das Vorhandensein bzw. Fehlen von kataklastischer Beanspruchung. Diese überdauerte die Metamorphose und führte zur Mylonitisierung.

4.12 Ultrabasische Jotun-Eruptiva

In enger Verknüpfung mit den zuletzt beschriebenen, flächenhaft verbreiteten Gesteinen gabbroider Zusammensetzung treten an deren Basis lokal linsenförmige Ultrabasitkörper auf.

Die aufgeschlossenen Mächtigkeiten können bis zu 1o m betragen. Es sind massige hypidiomorph-körnige Gesteine. Im frischen Zustand zeigen sie meist tiefschwarze, durch gelegentliche Olivinführung mitunter dunkelgrüne Farbe. Die im Gelände zu beobachtende Braunfärbung an der Oberfläche ist auf eine Umsetzung infolge oxydierender Einflüsse bei der Oberflächenverwitterung zurückzuführen.

Gelegentlich erzführend wurden diese Gesteine im letzten Jahrhundert bergmännisch genutzt.

Ohne Erzführung wurden sie südöstlich der Graahöene 1443 mNN im gebänderten Anorthosit als cm - m mächtige Lagen angetroffen.

Mineralbestand (in Vol.-%):

	Opx	Kpx	Oli	Hbl	E	Ser	Akz
F_{248}	51,2	7,1	36,o	4,o	1,5	-	o,2
F_{245a}	29,6	14,5	1,4	1o,5	42,2	-	1,8
F_{269}	18,2	-	42,6	3o,8	7,2	-	1,2
F_{249a}	48,7	31,5	9,3	-	9,7	-	o,8
F_{267}	8,6	-	84,2	-	7,o	-	o,2
F_{24o}	8,5	8,2	13,5	-	26,8	43,o	-
F_{218}	17,6	11,4	1o,2	-	12,1	48,7	-

In den Modalanalysen zeigt sich die unterschiedliche quantitative Beteilung der Hauptkomponenten am Gesteinsaufbau. Schwankungen unterliegt vor allem auch die Erzführung. Während Probe 245a, 249a und 248 die Zusammensetzung eines Pyroxenits besitzt, entspricht Probe 267, 218 und 24o einem Peridotit, Probe 269 gar einem Hornblendeperidotit.

Die Hauptkomponenten sind: Orthopyroxen ($2V_x$ = 76-9o°, schwach pleochroitisch, zumeist vertalkt), aktinolithisierter, farbloser Klinopyroxen (Diopsid)(o,2 x o,3 mm, $2V_z$ = 56°, Z/c = 38°), serpentinisierter Olivin ($2V_x$=8o-9o°)

und Hornblende (o,8 x o,8 mm, $2V_x$ = 76-9o°; Z/c = 16-2o°, X farblos - schwach gelbbraun, Y hellgelbbraun Z ocker - orangebraun).
Hinzu treten Erzmineralien in unterschiedlicher Beteiligung, Plagioklas (An = 75-8o%) und Spinell (o,o5 x o,o5 mm) als Akzessorien auf.

Dem optischen Verhalten der Hornblende wurde zum erstenmal von B.DIETRICHSON (1961) Bedeutung zugemessen. Chemische Analysen erbrachten die Zusammensetzung der Oxyhornblende Kaersutit.
Die Ansicht DIETRICHSON's, es handele sich um in situ rekristallisierte Gesteine, steht im Widerspruch zu eigenen Beobachtungen.

Im Schliffbild zeigt sich ein hypidiomorph-körniges Gestein. Auffallend ist die mangelnde Kornverzahnung der gradlinig begrenzten Mineralphasen, sowie beträchtliche Korngrößenschwankungen von Olivin (o,4 x o,6 - 2,o x 2,4 mm) und Pyroxen (o,8 x o,9 - 2,o x 2,2 mm). Bemerkenswert auch die Beobachtung, daß sich die Zusammensetzung von Plagioklas und Pyroxen von den Jotun-Eruptiva gabbroider Zusammensetzung zu den basalen Ultrabasiten kontinuierlich ändert (An_{3o-35}, An_{6o-7o}, An_{75-8o}; Hypersthen...Bronzit). Olivin wurde höher im Profil nicht beobachtet. Auch in der quantitativen Mineralzusammensetzung besteht ein gradueller Übergang zwischen gabbroiden und ultrabasischen Jotun-Eruptiva, (s.S.63).
Erscheinungen, die dafür sprechen können, daß ein Teil der Silikate zusammen mit Oxyden als "Cumulusphase" (WAGER AND BROWN 1968) am Boden des Magmenkörpers angereichert wurde. (Abb.9).

Zusammenfassend ergibt sich für die Gesteine der Hangendserie aufgrund der beschriebenen charakteristischen Gefüge, sowie der typischen Mineralverteilung die Deutung einer basischen (submarinen) Extrusion mit gleichzeitiger oder anschließender basaler Akkumulation von Frühausscheidungen.

Die Stellung der Erzmineralien Magnetkies und Kupferkies innerhalb dieser Abfolge wird im Kap.VIII,3. diskutiert.

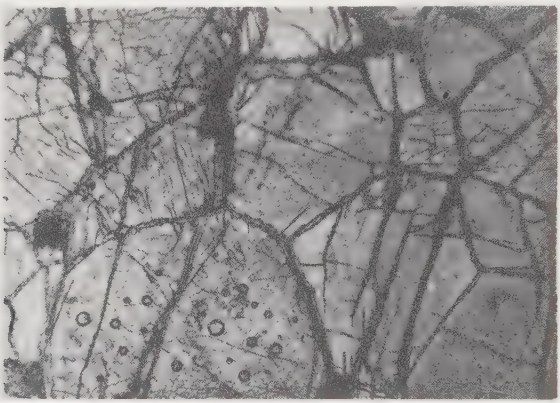


Abb.9. Ultrabasit. Enggepacktes "Cumulate" (fehlende Kornverzahnung). -
Vergr. 2o-fach, Nicols //.

4.2 Liegendserie der Jotun-Eruptiva

Unter der Hülle gabbroider Jotun-Eruptiva und den dieser Einheit zuzurechnenden ultrabasischen Differentiaten folgen im wesentlichen leukograte Gesteine des Bergen-Jotun Stammes.

Das Hauptverbreitungsgebiet dieser Gesteine, welches sich auf der SE Hälfte des Kartierungsgebietes befindet und dort den Platz zwischen Vassenden und Megrund einnimmt, gehört einem größeren NW-SE ausgerichteten Gesteinskomplex an. Diese Jotun-Eruptiva treten dort in NW-SE streichenden Sattelzonen zutage. Kleinere Vorkommen sind am SW Hang des Espedal-Sees bekannt, wo das Zutagetreten außer durch

Faltung, durch Aufschiebung entlang von 80 - 90° streichenden Störungen verursacht wird.

Das Aussehen dieser Gesteine unterliegt aufgrund unterschiedlicher Gefügeausbildung und mengenmäßig stark wechselnder mineralogischer Zusammensetzung großen Schwankungen.

Den pyroxenhaltigen grobkörnigen Abarten (4.23) am Fuße der Graahöene 1443 mNN - vereinzelt erreichen Pyroxene Kantenlängen bis zu 5 cm - stehen wesentlich lichtere, mittelkörnige Gesteine (4.22) unter anderem um die Gipfelregion gegenüber. Oft geht das massige, richtungslos körnige Gefüge allmählich in eine anisotrope Verteilung der Gemengteile über. In diesem, durch lagige Anordnung von Pyroxen und Plagioklas deutlich gebänderten Typ (4.24), nimmt der Pyroxen mehrere cm - m mächtige Lagen ein. Bedingt durch die allmählich ansteigende Pyroxenbeteiligung und die porphyrische Anordnung von Plagioklaskristallen und -aggregaten, kommt es zur Ausbildung einer weiteren Varietät (4.21). Es sind hellgraue-graugrüne Gesteine mit gelegentlich deutlicher Paralleltextur.

An der Grenzfläche Liegend-Hangendserie kam es während der Auffaltung lokal zu entlastenden Bewegungen, die beidseitige Tektonisierungen zur Folge hatten. Im NW der Sparagmitdecke um Ruten 1543 mNN fielen die hangenden gabbroiden Jotun-Eruptiva der Erosion zum Opfer, wodurch die tektonisierte Liegendserie, (verschieferte Anorthosite, 4.25) freigelegt wurde. In entsprechender Weise kam es oberhalb Megrund zur Ausbildung eines geologischen Fensters.

Zwischen sämtlichen Typen bestehen untereinander graduelle Übergänge. Auch die Abgrenzung mafitreicher Varietäten gegen die gabbroiden Jotun-Eruptiva bereitet Schwierigkeiten.

Insbesondere am NE Hang der Graanöene 1443 mNN zeigt sich eine derartige Übergangszone und es ist schwer, sich bei der Kartierung auf die eine oder andere Gesteinsbenennung festzulegen. Bewußt wurden deshalb die verschiedenen Typen auf der geologischen Karte mit Übersignaturen eingetragen.

4.21 Porphyrische Gesteine (Jotun-Norit)

Mineralbestand (in Vol.-%):

	Plg	Akt	Kpx	Opx	Qu	Tlk	Bio	Gr	E	Akz
F_{255}	46,0	19,8	3,4	7,0	1,4	0,8	15,0	-	6,0	0,6
F_{295}	45,0	23,8	-	1,8	4,8	-	-	18,8	4,0	1,8
F_{91}	53,0	16,3	7,1	1,2	9,4	6,0	1,6	-	3,4	2,0

Unter dem Mikroskop erkennt man ein ungleichkörniges Gestein mit porphyrischem Teilgefüge. Die Modalanalysen zeigen die Mineralzusammensetzung eines Jotun-Norits. Der Plagioklas (0,4 x 0,8 mm, An_{255+91} = 25-30%, An_{295} = 35-40%) ist vorherrschender Gemengteil. Alle Körner sind aufgrund mehr oder minder starker Serizitisierung und Saussuritisierung stark getrübt. Sie sind durchwegs xenomorph ausgebildet und polysynthetisch verzwillingt. Die Lamellen verlieren sich gewönnlich im Kristall. Wo sie völlig fehlen zeigen sie bevorzugt die antiperthitischen Entmischungskörperchen. Die Anordnung der porphyrischen Plagioklaskristalle (4,0 x 4,0 mm) ist Schwankungen unterworfen. In der Regel wirr verteilt, sind sie mitunter der schwachen Paralleltextur des Gesteins untergeordnet. Auffallendster Gemengteil in Probe 295, einer verschieferten Varietät dieses Typs, ist der Granat (0,2 x 0,2 mm). Mitunter bildet er eine nahezu komplette Einsäumung um die Plagioklase. An Einschlüssen enthält er Erz, Apatit und Klinopyroxen (Diopsid) (0,4 x 0,8 mm, $2V_z$ = 50-56°, Z/c = 36°). Letzterer ist in der Regel stark zersetzt in Aktinolithfilz und von Erz durchstaubt. Auch Orthopyroxen (0,4 x 0,8 mm, $2V_z$ = 84-90°) ist meistens in Talk und Aktinolith umgewandelt. Quarz versammelt sich zu kleineren Aggregaten, deren Individuen sich innig verzahnen. Sie füllen den Platz zwischen den Plagioklasen. Die Biotitschuppen zeigen kräftigen Pleochroismus von orangegelb nach hellbraun. Zirkon und Chloritfasern im Aktinolithfilz zählen mit Apatit-Serizit und Epidot-Klinzoisit zu den restlichen Akzessorien.

4.22 Mittelkörnige Gesteine

Hierunter befinden sich Gesteine recht unterschiedlicher Mineralzusammensetzung.

4.221 Anorthosit

Diese Gesteine sind mitunter monomineralisch aus annähernd 1oo% Plagioklas (An = 45-6o%) zusammengesetzt. Alle Individuen besitzen etwa gleiche Korngröße (1,6 x 1,8 mm). Sie sind immer gerade begrenzt und zeigen tafeligen Habitus. Zusammen ergeben sie ein nahtloses Mosaikgefüge das große Annlichkeit zu Cumulus-Aggregaten aufweist, wie sie vom Skaergaard-Komplex bekannt geworden sind (vgl. WAGER AND BROWN 1968, S.35). (Abb.1o).

Pyroxen ist untergeordnet am Gestein beteiligt. Mit zunehmender Mafitbeteiligung kommt es zur Ausbildung des zumeist grobkörnigen Anortnosit-Norits (4.23).

An Akzessorien treten auf: Orientiert in Plagioklas eingewachsene Ilmenitskelette mit randlicher Leukoxenbildung, Chlorit und Klinozoisit als Sekundärbildungen im und zwischen Plagioklas, schließlich Apatit als Einzelkorn und aggregiert.

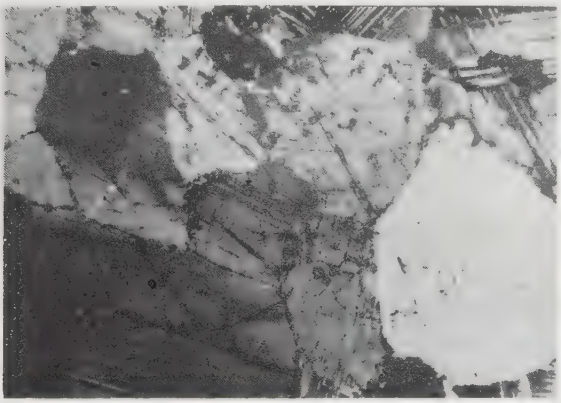


Abb.1o. Mittelkörniger Anorthosit ("Orthocumulate" im Sinne WAGER AND BROWN 1968). -
Vergr. 2o-fach, Nicols +.

4.222 Jotun-Granit

Mineralbestand (in Vol.-%):

	Plg	Qu	Mik	Bio	Epi	Akz
F_{54}	48,6	34,o	13,6	1,2	2,o	o,6
F_{7o}	43,4	24,2	25,2	6,2	-	1,o

Die Modalanalyse zeigt die Zusammensetzung eines Jotun-Granits.

Die Hauptgemengteile bauen ein ungleichkörniges Gestein auf. Randlich einsetzende Serizitisierung zeichnet den geschwungenen Korngrenzenverlauf der xenomorphen, polysynthetisch - verzwillingten Plagioklase (o,8 x 1,2 - 3,2 x 4,o mm, An = 5-1o%) nach. Oft kommt es zur stärkeren, das gesamte Korn ausfüllenden Serizitisierung und Saussuritisierung. Sie läßt die sich sonst durch höhere Lichtbrechung deutlich abhebenden, antiperthitischen Entmischungsspindeln von Mikroklin nicht mehr erkennen. Kalifeldspat (1,2 x 1,6 - 5,2 x o,o mm) ist in der Regel klar. Nur ein lichtes Netz von Serizitschuppen durchsetzt das Korn. Er zeigt zusammen mit angrenzendem Quarz (o,2 x o,3 - 1,3 x 1,5 mm) buchtige Grenzen. Die Kristalle sind xenomorph und zeigen die für Mikroklin typische Zwillingsgitterung mit ader- und spindelförmigen Albitschnüren. (Mikroklinperthit). Gelegentlich hat er Quarz eingeschlossen, der sich in der Hauptsache in Form granoblastischer Aggregate zwischen den Feldspäten breit macht. Biotit bleibt ein Nebengemengteil. Sein Pleochroismus geht von hellbraun nach braun.
Akzessorisch treten auf: Epidot in subparallelen Aderchen, Granatporphyroblasten um Plagioklas, Zirkon, Apatit und opakes Erz (Ilmenit mit Leukoxensaum).

4.23 Grobkörnige Gesteine (Anorthosit-Norit)

Mineralbestand (in Vol.-%):

	Plg	Opx	Kpx	Akt	Tlk	Hbl	Akz
F_{169}	84,6	13,8	1,2	-	-	-	o,4
F_{291c}	81,5	1o,4	7,4	-	-	-	o,7
F_{298a}	4o,6	36,2	19,4	6,6	-	o,6	1,6
F_{241}	71,o	1o,o	o,2	-	11,8	6,2	o,8
F_{27o}	8o,2	4,4	4,6	-	8,6	1,4	o,8

Das Mengenverhältnis Plagioklas-Pyroxen unterliegt großen Schwankungen. Dadurch bestehen alle Übergänge zwischen Anorthosit und Norit (298a).

Die randlich schwach granulierten Hauptkomponenten zeigen mangelnde innige Kornverzahnung. Korngrößen bis zu 8,o x 12,o cm werden erreicht. Zusammen mit ebenfalls xenomorphen Kristallen der Größenordnung von 1,2 x 1,5 cm bauen sie ein ungleichkörniges, panallotriomorphes Gestein auf. Kataklastische Formen wie Bruch von Plagioklaskristallen (An = 33-45%), Verbiegung von Augitentmischungslamellen im Orthopyroxen ($2V_x$ = 5o-6o°), sowie ein Netz von sich kreuzenden Rissen zeugen von einer nachkristallinen Deformation. Hornblende tritt zusammen mit Biotit und Erz akzessorisch auf. Gelegentlich kommt es zur starken Aktinolithisierung der Klinopyroxene (Diopsid) ($2V_z$ = 7o°, Z/c = 45°).
Ilmenit- und Augitentmischungen im Orthopyroxen sowie Serizitisierung der Plagioklase seien der Vollständigkeit halber erwähnt.

4.24 Gebänderte Gesteine (Anorthosit-Norit)

In unmittelbarer Nähe der grobkörnigen Anorthosit-Norite (4.23), in denen Plagioklas und Pyroxen gleichmäßig verteilt sind, kam es zur lagigen Anreicherung der erwähnten Komponenten. Durch diese rhythmische Bänderung erhält das sonst isotrop gefügte Gestein seine charakteristische Paralleltextur. Es bildeten sich cm - m mächtige, ausschließlich aus Pyroxen bestehende Lagen.

Eine sichere Klärung der Entstehung dieser Lagentextur ist oft nicht möglich, da sie durch eine spätere tektonische Überprägung modifiziert wurde. Davon zeugen linsige Pyroxen- und Plagioklasansammlungen.

Vielfach wurden in der Literatur diese Strukturen einer protoklastischen Verformung zugeschrieben. Verallgemeinerung ist sicher nicht möglich. So spricht gegen eine pauschale Deutung der Bänderung als Fließbänderung in einem intrudierenden Kristallbrei, daß lokal hypydiomorph-körnige Pyroxenitlagen ohne Anzeichen einer Überprägung über mehrere Meter verfolgt werden können. Vielmehr ist dies ein gewichtiges

Argument für die Annahme, daß es sich wie bei den Anorthositen (s.S.38) um primär magmatische Strukturen handelt, um horizontale Lagen also, die bei der Differentiation des Magmas (durch gravitatives Absinken) entstanden sind. Allerdings dürften hierbei Magma-Strömungen eine entscheidende Rolle gespielt haben.

Mineralbestand (in Vol.-%):

	Plg	Opx	Kpx	Hbl	E	Akz
F_{111}	41,2	2o,8	18,2	16,6	1,6	1,6
F_x	64,o	19,2	14,1	1,o	1,o	o,7

Lagige Anreicherung der Hauptkomponenten Plagioklas (An = 5o-75%) bzw. Ortho- ($2V_x = 74^o$) und farbloser Klinopyroxen (Diopsid) ($2V_z = 7o^o$, $Z/c = 4o^o$) innerhalb des panallotriomorphen, gleichkörnigen Gesteins (mittlere Korngröße 1,2 x 1,1 mm) verleiht dem Gestein die schon makroskopisch erkennbare Bänderung. Diese vermutlich primär magmatische Anisotropie ist des öfteren tektonisch überprägt. Davon zeugen linsige, von Trümmeraggregaten eingesäumte granulierte Plagioklas-, Pyroxen- und Hornblendekristalle (Hbl: $2V = 9o^o$, $Z/c = 17-19^o$, Pleochroismus: X/Y = hellgelbgrün - Z dunkelgrün). An Sekundärmineralien sind Talk und Serizit zu nennen. Akzessorisch treten Biotit und Apatit auf.

4.25 Verschieferter Anorthosit

Mineralbestand (in Vol.-%):

Epidot und Serizit (57,1%), Talk und Chlorit (34,2%), Orthopyroxen (7,2%), Klinopyroxen (1,5%).

Diese Gesteine sind gekennzeichnet durch extreme Kataklase. Gleichzeitige Mineralneubildung führte mitunter zur vollständigen Saussuritisierung und Serizitisierung der Plagioklase bzw. Vertalkung und Chloritisierung der Mafite. Wo das alte magmatische Gefüge noch reliktisch erhalten ist, wurde für die dort frischen Plagioklase ein An-Gehalt von 5o-6o% nachgewiesen. Sonstige Proben zeigen der Saussuritisierung entsprechend einen niedrigeren An-Gehalt.

4.3 Gabbroide Ganggesteine

Diese ophitisch struierten Gesteine sind als Gänge in die Hangend- und Liegendserie der Jotun-Eruptiva eingedrungen, gehören also in Bezug auf die Wirtsgesteine einer jüngeren Phase im Werdegang der Jotun-Eruptiva an.

Mineralbestand (in Vol.-%):

	Plg	Kpx	Opx	E	Akt	Hbl	Bio	Akz
F_{105}	50,2	7,0	15,4	5,4	15,6	2,0	4,0	0,4
F_{95}	49,9	18,9	15,3	7,9	4,1	3,1	-	0,8
F_{239a}	49,0	18,0	17,2	7,0	1,2	6,4	-	1,2

Die Hauptkomponenten Plagioklas (0,2 x 1,2 mm, An_{0} = 28-37%), Klinopyroxen (Diopsid) (0,4 x 0,5 mm, $2V_z$ = 48-50°, Z/c = 40-44°) und Orthopyroxen (0,45 x 0,6 mm, $2V_z$ = 84-90°) bauen ein intergranulares, ophitisches Gefüge auf, wobei die Mafite als selbstandige Körner in den Zwickel der Plagioklasleisten liegen. Wo sich die Plagioklasleisten gegenseitig berühren, zerschneiden sie die jüngeren Pyroxene in Teilstücke. Häufig unterliegen die Pyroxene der Aktinolithisierung. Gelegentliche Talkbildung setzt von Spaltrissen aus ein. Die stets xenomorphen Hornblenden ($2V_x$ = 82-87°, Z/c = 17°, Pleochroismus: X/Y hellgelbgrün - Z dunkel-olivgrün) sind durch Umwandlung in Biotit und Erzausscheidung gekennzeichnet. Akzessorisch treten auf: Ilmenit als Entmischung im Pyroxen, Serizit und Epidot als Umwandlungsprodukte in den Plagioklasen, und Apatit.
In Proben 105 und 239a wurde Plagioklas auch als Einsprengling beobachtet (3,0 x 8,0 mm bzw. 1,6 x 3,6 mm, völlig serizitisiert).

5. Quartär

Für die pleistozäne Oberflächengestaltung, d.h. die Gletscher- und Schmelzwasserbewegungen, waren die kaledonischen Strukturen richtungsweisend.

So markieren Breisjöen- und Espedal-See (ehemaliges Gletschertal) mit ihren Längserstreckungen das Hauptstreichen im Arbeitsgebiet. Querrichtungen werden durch kleinere Bäche nachgefahren. Diese entspringen oft kleineren Gletscherseen wenig unterhalb der Gipfelregion oder in der auf 1ooo mNN liegenden Verebnungsfläche. Noch in der Verebnungsfläche graben sie sich in Glazialablagerungen ein und verzweigen sich. Mit dem Erreichen der Oberkante des alten Gletschertales stürzen sie in oft imposanten Wasserfällen zur Talsohle hinab. Diese wird von teilweise fluviatil umgelagerten Moränenmaterial flankiert.

Ins Holozän gehört die oft anmoorige Bedeckung der höher gelegenen Teile des Talgrundes.

VI. Beschreibung des Gebirgsbaues

Die Beschreibung des Gebirgsbaues stützt sich auf:

stratigraphische Neuergebnisse durch die Kartierung im Maßstab 1:25 ooo,
Untersuchungen über die mineralfazielle Verteilung,
Gefügeuntersuchungen an Ausbissen,
photogeologisch-tektonische Auswertungen.

Bevor im folgenden Einzelbeobachtungen besprochen und als Unterlagenmaterial zur Rekonstruktion tektonischer Vorgänge herangezogen werden, sei in einer kurzen Zusammenfassung nochmals auf die stratigraphischen Verhältnisse in Verbindung mit den Vorstellungen älterer Autoren eingegangen.

1. Diskussion zur Stratigraphie in Anlehnung an ältere Arbeiten.

Daß, wie in Espedalen, metamorphe Gesteine einer schwach metamorphen Unterlage aufliegen, ist ein gewöhnliches

Erscheinungsbild im norwegischen Hochgebirge. TÖRNEHOHM (1903) erkannte zwischen den im Metamorphosegrad so unterschiedlichen Einheiten Mylonitzonen und damit die gestörte Lagerung. Als Wurzel der nach SE überschobenen Massen nahm er den Geosynklinalkern an. Aus dieser Zone stammen nach S.v.BUBNOFF (1930) auch die im vorigen Abschnitt geschilderten Eruptiva, die "aktiv plutonisch oder passiv tektonisch über das altkristalline Vorland und seine metamorphe Decke geschoben wurden".

B.DIETRICHSON führte erstmals in den Jahren 1945-1960 eingenenende Untersuchungen in Espedalen durch. Er erkannte nachstehende Gesteinsabfolge die von O.HOLTEDAHL (1960) bestätigt wurde.
Über eokambrischen Gesteinen und einer raschen Wechselfolge kambrischer Schiefer unterschiedlicher Mächtigkeit folgen ordovizische Phyllite. Diese bilden die Basis der Schubmassen (Jotun-Eruptuva).
DIETRICHSON spricht vom Vorland des Jotunheim-Massivs. Er nimmt einen Aufbau aus mehreren, relativ dünnen Decken an, die von NW nach SE auf die Südseite der Jotunsynklinale geschoben wurden. Als oberste Einheit folgen die Valdres-Sparagmite . DIETRICHSON interpretiert sie als "synorogene or interorogene flyschformation, that has been subjected to thrusting and recrystallization".

Der zeitlichen und sedimentologischen Einstufung der Sparagmite DIETRICHSON's gegenüber stehen die Arbeiten von J.LOESCHKE (1968) und R.P.NICKELSEN (1968), deren Überlegungen NICKELSEN wie folgt zusammenfaßt: "... both the Valdres and Jotun rocks were thrust to their present position together after Eocambrian deposition of the Valdres upon Precambrian Jotun rocks". (s.Tab.1).

Nicht zuletzt diese Arbeiten waren es, die mich veranlaßten, die Lagerungsverhältnisse der Gesteinsserien und damit

ihre Altersstellung zu überprüfen. Insbesondere erhoffte ich mir eine eindeutige Klärung der altersmäßigen Einstufung der Jotun-Eruptiva.

Die Kartierung erbrachte, wie ein Blick auf die geologische Karte und die Profil-Tafel zeigt, eine weitgehende Untergliederung und verbunden damit eine Neuordnung der von B.DIETRICHSON (1945) aufgestellten Dreiteilung.

Für die, zwischen der autochthonen Phyllitunterlage (Einheit I) und der Sparagmitdecke (Einheit III), diskordant eingeschalteten Valdres-Sparagmite und Jotun-Eruptiva (Einheit II) ergaben sich folgende stratigraphische Verhältnisse. Über den zumeist leukograten Gesteinen (Liegendserie) und den im Hangenden folgenden gabbroiden Gesteinen mit ihren basalen linsigen Ultrabasitkörpern (Hangendserie) folgen mit eindeutiger Konkordanz die Varietäten des Valdres-Sparagmit I. Die Deutung der gabbroiden Gesteine als Effusiva, der zumeist leukograten Gesteine der Liegendserie als jüngere Intrusiva und der Sparagmite als jüngste Tuff-Agglomerat- und Tuffitablagerungen, sei hier nochmals unterstrichen. (Abb.11).

Ausgehend von den Untersuchungen J.LOESCHKE's und R.P.NICKELSEN's und aufgrund erkannter Lagerungsverhältnisse sowie der genetischen Zusammenhänge zwischen Sparagmit und Jotun-Eruptiva ergibt sich für letztere eine Alterseinstufung in das frühe Eokambrium, bzw. ausklingende Präkambrium.

2. Mineralfazielle Verteilung und ihre tektonische Aussage

Ein wichtiger Punkt zur Rekonstruktion des geologischen Werdeganges Espedalens ist die Klärung der mineralfaziellen Verteilung und deren genaue Zuordnung zur Tektonik.

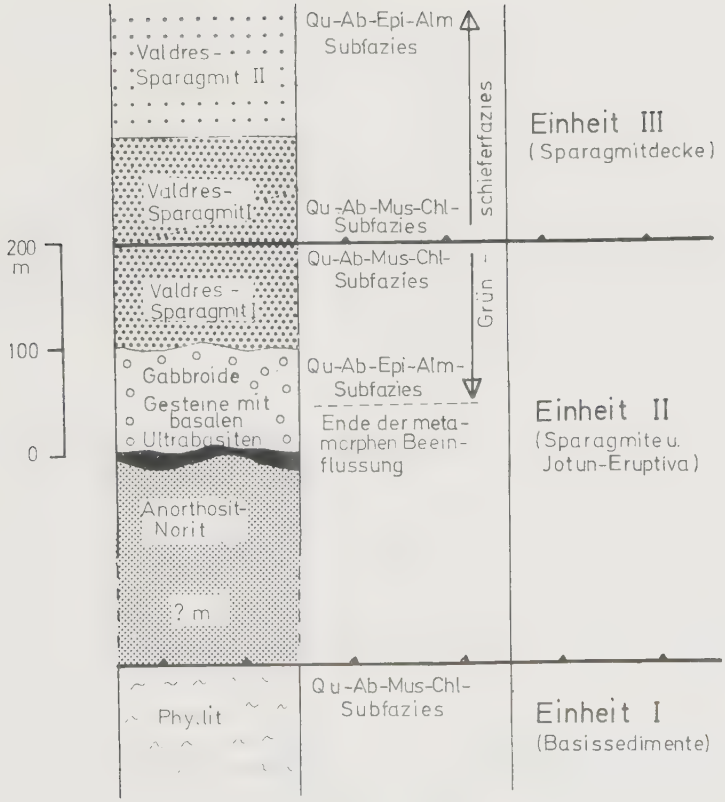


Abb. 11. Schematisches Säulenprofil mit metamorpher und tektonischer Gliederung.

2.1 Beschreibung der mineralfaziellen Veränderungen.
Aufgrund des makroskopisch erkannten Unterschiedes im Metamorphosegrad und seiner Beziehung zur tektonischen Lage konnte schon im Gelände eine Untergliederung in 3 Einheiten (Basissedimente - Sparagmite und Jotun-Eruptiva - Sparagmitdecke) vorgenommen werden. Die mikroskopische Untersuchung bestätigte darüberhinaus die vermutete polymetamorphe Natur der Gesteine. So sind die heute vorliegenden metamorphen Paragenesen Produkte von Regional- und Dynamometamorphose.

2.11 Kristallisationsphase I (K I)
Basissedimente
Von den Basissedimenten (B.DIETRICHSON 1945) wurden im Arbeitsgebiet lediglich Phyllite angetroffen. Calcit, Chlorit, Quarz und Serizit bauen ein schiefriges Gefüge auf (s_1 = ss). Aus dem Mineralbestand ergibt sich eine Zuordnung zur Quarz-Albit-Muskovit-Chlorit-Subfazies der Grünschieferfazies im Sinne von H.G.F.WINKLER (1967).

Sparagmite und Jotun-Eruptiva
Über den Basissedimenten folgt, getrennt durch eine Überschiebungsfläche, die zweite Einheit, deren stratigraphischer Aufbau im vorigen Kapitel (VI.1) beschrieben wurde.
Während die obersten Bereiche dieser Abfolge, die Sparagmite als eindeutige Metamorphite vorliegen, verliert sich die regionalmetamorphe Beeinflussung innerhalb der Jotun-Eruptiva, wie die größtenteils frischen Gesteine mit deutlich magmatischen Gefügen beweisen.

Die Sparagmite dieser Einheit können wie die Phyllite der Quarz-Albit-Muskovit-Chlorit-Subfazies der Grünschieferfazies (H.G.F.WINKLER 1967) zugeordnet werden. Allerdings handelt es sich hier im Gegensatz zu den Phylliten um rückschreitende Regionalmetamorphose. Reliktische Primärplagioklase (An = 30%) und Primärhornblenden zeigen, daß sie nicht

vollständig abgelaufen ist. Durch die Metamorphose wurden diese Primärmineralien in Serizit und Saussurit bzw. Aktinolith und Chlorit umgewandelt. Serizit wie auch Saussurit sind durch Sammelkristallisation zu Muskovit bzw. Klinozoisit vergröbert. Alle diese Sekundärmineralien sind syntektonisch gewachsen und parallel s_1 gestreckt.

In den obersten Bereichen der gabbroiden Jotun-Eruptiva kam es ebenfalls durch retrograde Regionalmetamorphose zur Ausbildung einer den pt-Bedingungen der mittleren bis höheren Grünschieferfazies entsprechenden Mineralparagenese. Eine vollständige Einstellung des mineralfaziellen Gleichgewichtes wurde auch hier nicht erreicht, wie die nur teilweise Saussuritisierung und Serizitisierung der Plagioklase (An = 35-50%) einerseits und die unvollständige Umwandlung der Mafite in Aktinolith und Chlorit andererseits zeigen. Der jüngste Plagioklas, entstanden durch die metamorphe Umkristallisation, ist Albit.
Auffallendste Mineralneubildung in diesem Bereich ist die des Granats. T.GJELSVIK (1946) konnte anhand chemischer und physikalischer Bestimmungen von Granaten in Jotun-Eruptiva zeigen, daß es sich um Glieder der Pyralspitgruppe handelt, wobei die Abhängigkeit vom Modalbestand des Gesteins im Verhältnis von FeO zu MgO zum Ausdruck kommt.
Die Bestimmung der Gitterkonstanten von Granaten zweier Gabbroproben wurde von Herrn Dipl.-Geol. R.v.GUTTENBERG (Mineralogisch-Petrographisches Institut der Universität München) vorgenommen. Beide Male ergab sich der Wert a_o = 11,55.
Es liegt demnach ein Granat mit hohem Almandin-Anteil vor.

Wo diese Granate porphyroblastisch in einer Aktinolith-Chlorit-Hornblende-Grundmasse sitzen (s.S.23+32), oder wie in den verschieferten porphyrischen Jotun-Noriten als Reaktionssaum um Plagioklas auftreten (s.S.24+37), sind sie das Produkt der diese Bereiche überprägenden retrograden

Regional- bzw. Dislokationsmetamorphose. Daneben beobachtet man Granatbildung in frischen, nicht metamorphen gabbroiden Jotun-Eruptiva, immer in Verbindung mit intergranularen Sulfidimprägnationen. Neben einer, durch die Auffaltung hervorgerufenen, Teilmobilisation von Sulfiden (Magnetkies und Kupferkies) könnte man die Ursache dieser Granatbildung auch in der spätmagmatischen Migration von Sulfiden auf Intergranularen und Spaltflächen der Erstausscheidungen (Silikate und Oxyde) sehen (s.S.79).

Wie bereits erwähnt, sind die liegendsten Teile der Hangendserie sowie die Liegendserie der Jotun-Eruptiva frei von regionalmetamorpher Beeinflussung. Offenbar reichten die epimetamorphen Bedingungen der Phase I nicht aus, um diesen Bereich magmatischer Gesteine zu metamorphosieren.

Sparagmitdecke

Die Zunahme im Metamorphosegrad von unten nach oben innerhalb dieser obersten Einheit gibt uns mit der inversen Lagerung Hinweise auf die mineralfazielle und tektonische Entwicklung der kaledonischen Gebirgsbildung.
Im einzelnen ist folgende metamorphe Zonierung ausgebildet:
Die topographisch liegenden Gesteine sind identisch mit den Varietäten des Valdres-Sparagmit I. Sie gehören der Quarz-Albit-Muskovit-Chlorit-Subfazies der Grünschiefer an.
Über Zwischenglieder, die sich durch Aktinolithreichtum auszeichnen, gelangt man mit zunehmender Höhenlage zu Gesteinen der Quarz-Albit-Epidot-Biotit-Subfazies und schließlich mit dem Auftreten von Hornblende in den Bereich der höchsten Grünschieferfazies, der Quarz-Albit-Epidot-Almandin-Subfazies.

Als Ausgangsgesteine werden Pyroklastika angenommen (s.S.19). Diese wurden unter den Bedingungen der Grünschieferfazies

syntektonisch metamorphosiert und um kaledonisch streichende Achsen auf das Vorland aufgefaltet, wobei die Tektonik (sprich: Überschiebung) die Metamorphose überdauerte.

2.12 Kristallisationsphase II (K II)

Basissedimente

Eine spätere Deformationsphase fuhrte innerhalb dieser Gesteine zur Anlage einer engstehenden Transversalschieferung (s_2), an der es zur Feinfältelung der in K I angelegten Kristallisationsschieferung (s_1) kam. Mineralneubildungen wurden nicht festgestellt.

Sparagmite und Jotun-Eruptiva

Sparagmite und gabbroide Jotun-Eruptiva werden von weitstehenden Transversalschieferungsebenen (s_2) durchsetzt. An ihnen ist es zur Neubildung von Chlorit, Epidot, Calcit und Quarz gekommen. Diese Kristallisation (K II) ist eine Diaphthorese in Bezug auf Kristallisation I. Sie lief unter den Bedingungen der Quarz-Albit-Muskovit-Chlorit-Subfazies ab.

Zusammen mit Transversalschieferung und Falten wurden zahlreiche NNW-SSE und NW-SE streichende Störungen angelegt. Innerhalb der Jotun-Eruptiva war die hiermit verbundene Mylonitisierung von einer Kristallisation begleitet. Es kam zu Neubildung von Granat und Quarz auf Kosten von Plagioklas und Pyroxen. (Mylonit III).

Sparagmitdecke

Eine, den Basissedimenten und den Sparagmiten und gabbroiden Jotun-Eruptiva der zweiten Einheit eigenen Transversalschieferung, wurde innerhalb der Sparagmitdecke nicht beobachtet.

2.2 Zusammenfassende Diskussion der mineralfaziellen Entwicklung

Im Rahmen einer Regionalmetamorphose kam es unter den Bedingungen der Grünschieferfazies zur Ausbildung einer Kristallisationsschieferung, deren Aufbau, abgesehen von den Basissedimenten, von diaphthoritischen Neubildungen bestritten wird. Die Kristallisation setzte mit dem Beginn der Deformation (NW-SE Einengung) ein, wurde dann allerdings von der Tektonik (sprich: Auffaltung auf das Vorland) überdauert. Gegen Ende dieser ersten Faltungsphase kam es zur Ausbildung von Überschiebungsdecken (Einheit II + III). Diese wiederum wurden im Gefolge anhaltender Bewegungen in Gleitbretter zerlegt, insbesondere dort, wo durch Gesteinswechsel primäre Schwächezonen vorhanden waren (Mylonit I und II).

Einer späteren Querfaltung (NE-SW Einengung) sind die retrograden Neubildungen an Transversalschieferungsebenen und die an 130°-160° streichenden Störungen gebundenen, dislokationsmetamorphen Veränderungen zuzuschreiben. Eine Ausnahme bilden die im Zuge dieser Querfaltung angelegten nahezu E-W verlaufenden Lineare (Achsen und Störungen). Eine Metamorphose fand hierbei nicht statt (s.Tab.2).

Tab.2. Deformations- und Kristallisationsphasen

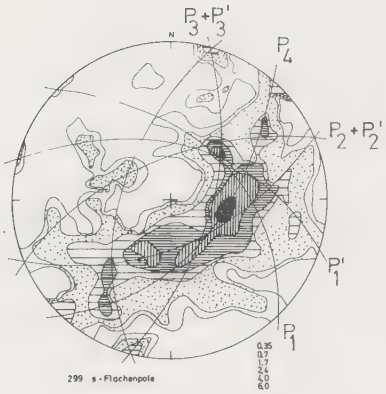
Deformation I	Faltung der Basissedimente (Einheit I) Auffaltung und Überschiebung der Sparagmite und Jotun-Eruptiva (Einheit II) Auffaltung und Überschiebung der Sparagmitdecke (Einheit III)
Kristallisation I	Einheit I: Progressive Regionalmetamorphose (Grünschieferfazies) Einheit II + III: Retrograde Regional- und Dislokationsmetamorphose (Grünschieferfazies)
Deformation II	Querfaltung verbunden mit der Anlage von Transversalschieferungsebenen und Störungen
Kristallisation II	Retrograde Dislokationsmetamorphose (Grünschieferfazies).

3. Gefügeuntersuchungen an Ausbissen

Zur tektonischen Auswertung werden s-Flächen, B-Achsen, Verwerfungsflächen und Kluftflächen herangezogen.

Beschreibung der s-Flächen
Die Kristallisationsschieferung s_1, in den Sparagmiten deutlich ausgeprägt, verliert sich inmitten der gabbroiden Jotun-Eruptiva. Sie verläuft parallel dem ehemaligen sedimentären Gefüge in den Sparagmiten wie auch dem Lagenbau und der Kristallisationsbänderung innerhalb der Jotun-Eruptiva. Hierin liegt der Grund für eine gemeinsame Behandlung all dieser Elemente.
Transversalschieferung wurde nur sporadisch unter dem Mikroskop erkannt und bleibt deshalb unberücksichtigt.
In Abb.12 sind die auf der tektonischen Karte einzeln dargestellten s-Flächenmessungen in einem Diagramm zusammengestellt. Wie sich zeigt, unterliegt das Streichen und Fallen großen Schwankungen. Der Verlauf der Isolinien ermöglicht die Konstruktion mehrerer π -Kreise.

Die auf P_1 liegenden s-Flächen lassen sich mit ihren Maxima 17o/4o W und 134/35 SW einem SE-vergenten Faltenbau mit überkippter SE-Flanke und gegen SW eintauchender Achse (B_1 = 48/3o SE) zuordnen.
Die π -Kreise P_2 und P_2' spiegeln einen NNW-SSE Faltenbau mit flach eintauchender Achse wider (B_2 = 16o/2o NNW, B_2' = 16o/2o SSE).
P_3 und P_3' schließlich umfassen s-Flächen, die das Bild eines S-vergenten Faltenstils mit nach E bzw. W einfallender Faltenachse zeigen (B_3 = 1o5/3o W, B_3' = 1o5/3o E). Dieser Deformationsakt führte zur Auslängung (13o/5o NE) und Spreizung der zu B_1 und B_2 tautozonalen Flächenmaxima. Die durch diese Drehung neu angeordneten Flächenmaxima liegen auf den π -Kreisen P_1' bzw. P_4.
Die s-Flächen auf P_4 gehören zu einem NW-SE streichenden, SW-vergenten Faltenbau mit flach nach NW einfallender Achse (B_4 = 132/3o NW).



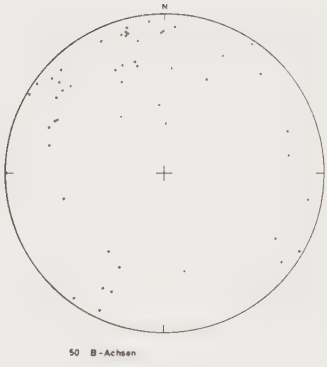


Abb.12. s-Flächendiagramm

Abb.13. B-Achsendiagramm

B-Achsen

Abb.13 zeigt alle im Arbeitsgebiet gemessenen B-Achsen. Allen π-Kreisen aus Abb.12 können entsprechende B-Achsenmaxima zugeordnet werden. Die zum Teil großen Streuungen von B_1 und die Anlage von B_4 werden dem Zusammenwirken von B_2 (Phase II = ENE-WSW-Einengung) und B_3 (Phase III = N-S-Einengung) zugeschrieben.
Das Einfallen ist in der Regel flach, kann aber bis zu 60° betragen.
Zusammenfassend ergibt sich aus den Auswertungen der s-Flächen- und B-Achsenmessungen das Bild einer komplizierten Querfaltung. Die von Phase I herrührenden, von NW nach SE aufgeschobenen Überschiebungsfalten (Einheit II und III) wurden im Zuge einer

Querfaltung zunächst um 160° (Phase II), in einer späteren Phase (Phase III) um 105° streichende Achsen gefaltet. Phase III führte zur Spreizung von s-Flächen und B-Achsen der beiden älteren Deformationen. Das anschließend gleichzeitige Zusammenwirken der Einengungskräfte der Phase II und III bewirkte die Auslösung einer vierten Phase und damit die Anlage von 130 - 140° streichenden Achsen (Abb.14). Die Phasen II, III und IV sind zeitlich voneinander getrennt, können aber einem Faltungsakt, der Querfaltung, zugeordnet werden.

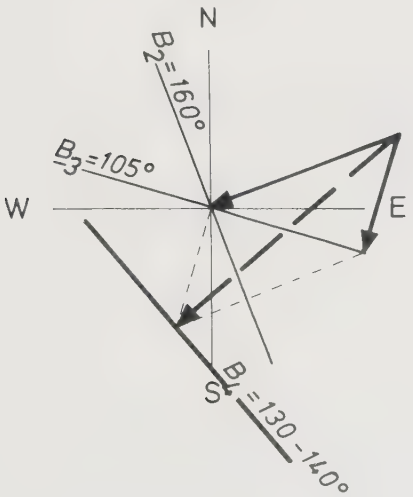


Abb.14. Modell zur Verteilung der Einengungskräfte der 3-phasigen Querfaltung.

Der beschriebene doppelte Faltungsakt löste eine schiefwinklige Vergitterung von Sattel- und Muldenzonen aus, von denen einige wenige zur Veranschaulichung in die tektonische Karte eingetragen sind.
Sie ergeben sich aus der geologischen Verbreitung der Gesteine und deren gegenseitigen stratigraphischen Beziehungen, sowie aus dem gegensinnigen Einfallen von s-Flächen.
Es zeigt sich, daß auch die Achsenzonen der Querfaltung aufgrund der Mehrphasigkeit dieser Einengung zu Kulminationen und Depressionen deformiert sind.
Zur Klärung regionalgeologischer Zusammenhänge war das Erkennen der Konkordanz zwischen gabbroiden Jotun-Eruptiva (Effusiva) und dem Valdres-Sparagmit I (Pyroklastika) von Bedeutung.
Letztere leiten im W und SW des Arbeitsgebietes zu einem größeren Valdres-Sparagmit-Vorkommen (ca. 1400 qkm) über (Abb.1). - Die tektonische Deutung R.P.NICKELSEN's (1968) für die SW-Ecke dieser geologischen Einheit,läßt sich auf die Verhältnisse in Espedalen übertragen. Auch hier wurden die Gesteine in NW-SE streichende SW-vergente Falten gelegt. Diesem tektonischen Akt aber ging die gemeinsame Auffaltung von Valdres-Sparagmit und Jotun-Eruptiva auf das Vorland voraus. Hierbei kam es zur Anlage großräumiger, liegender Überschiebungsfalten, deren Flanken vom Valdres-Sparagmit, ihr Kern von Jotun-Eruptiva eingenommen wird.
Das Zutagetreten der Jotun-Eruptiva in Espedalen ist der Querfaltung einer solchen großmaßstäblichen liegenden, (?) den gesamten Valdres-Sparagmitkomplex umfassenden Falte (= Einheit II) zuzuschreiben. In wieweit der liegende überkippte Flügel erhalten ist, bleibt ungewiß (s.Abb.27+28).

Die Sparagmite der Einheit III verkörpern Teilbereiche eines vermutlich ähnlich dimensionierten Faltengebildes.

Verwerfungsflächen

Wie bereits gesehen, markieren Überschiebungsflächen eine deutliche Dreiteilung des Arbeitsgebietes. Die Ausbißlinie der Grenzfläche zwischen Phyllitunterlage (Einheit I) und der auflastenden ersten Überschiebungsfalte (Einheit II) im SE Espedalens liegt außerhalb des Kartierungsgebietes. Sie wurde von W.BRACK im Rahmen seiner Diplomarbeit auskartiert und zeigt wie jene im Arbeitsgebiet NE-SW Streichen. Das Einfallen der Überschiebungsflächen wechselt von SE im Nordosten nach NW im Südosten des Espedal-Massivs. Die daraus resultierende "Espedal-Synklinale" (vgl. B.DIETRICHSON 1960, S.67) ist um NW-SE streichende Achsen quergefaltet.

In unmittelbarem Zusammenhang mit der Auffaltung steht die Anlage von Verschiebungsflächen. Primäre Schwächezonen, wie Gesteinsgrenzen, wurden zu Bewegungsflächen mobilisiert. Dabei kam es nur zu geringfügigen Störungen der Stratigraphie. An der Faltenstirn (Arbeitsgebiet von W.BRACK) hingegen durchschneiden anlagegleiche tektonische Trennflächen mit deutlichem Winkel die stratigraphische Abfolge der Einheit II und führen zur intensiven Zergliederung derselben.

Die Verschiebungsflächen sind wie die Überschiebungsflächen um NW-SE streichende Achsen in Falten gelegt.
Morphologische Strukturen und Mylonitisierung ermöglichen schon im Gelände das eindeutige Erkennen von Störungen.
Zumeist sind es steilstehende tektonische Trennflächen.
Ihr bevorzugtes Streichen beträgt 130^{o}, seltener 160^{o} und $90-105^{o}$, entspricht also dem Achsenstreichen B_4 bzw. B_2 und B_3.
Eine altersmäßige Zuordnung zu der beschriebenen mehrphasigen Querfaltung liegt nahe.

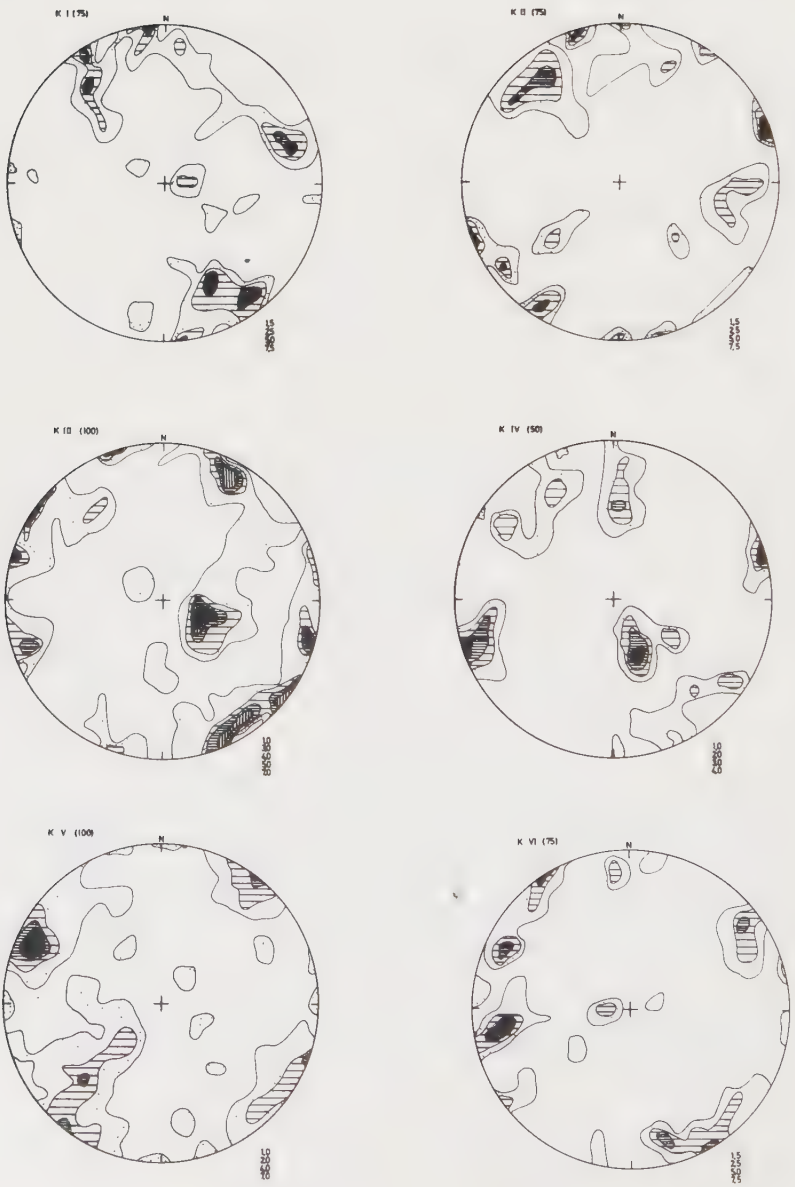


Abb. 15a. Kluftdiagramme

Abb. 15b. Kluftdiagramme

Klüfte

In Abb.15 sind im Aufschluß gemessene Kluftflächen durch ihre Normalen im flächentreuen Netz auf der unteren Lagenkugel eingetragen und durch Auszählen als statistisches Häufigkeitsdiagramm dargestellt. Die Maxima dieser 8 Diagramme wurden in einer Richtungsrose (Abb.16) zusammengestellt. Aus den Streichwerten der Hauptkluftmaxima 20-30°, 60°, 90°, 130°, 160°, ergibt sich eine deutliche Lagebeziehung zur mehrphasigen Querfaltung. Legt man den gewöhnlich saiger stehenden Klüften B_4 (130°) als Bezugselement zugrunde, so erkennt man Q-(20-30°), L-(130°) und D-Klüfte (90°, 160°). Zusätzlich treten Klüfte mit einem Streichen von 60° hervor. Hierbei kann es sich um weitere Diagonalklüfte zu B_4, aber auch um Q-Klüfte zu B_2 (160°) handeln.

In jedem Fall können die Hauptkluftmaxima der mehrphasigen Querfaltung zugeordnet werden.

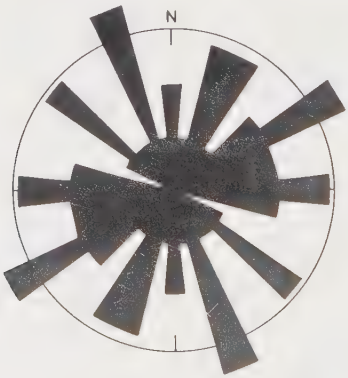


Abb.16. Richtungsrose der Maxima aller in Abb.15 dargestellten Kluftdiagramme.

4. Photogeologisch-tektonische Auswertungen

4.1 Allgemeines

Um die statistische Verteilung von Klüften und Störungen im Arbeitsgebiet zu erfassen, wurden Luftbilder (Maßstab 1 : 15 000) unter einem Spiegelstereoskop ausgewertet. Die Photolineamente tektonischer Trennflächen wurden direkt in das Luftbild eingetragen und anschließend in eine topographische Karte gleichen Maßstabs übertragen. Die so erhaltene photogeologisch-tektonische Karte (Anlage 4 ist eine photographische Verkleinerung hiervon) diente als Unterlage für die statistische Auswertung. Dieser wurde als Meßeinheit die Länge 1 cm eines Lineaments zugrundegelegt. In den Diagrammen kommt die Gesamtlänge aller Lineamente einer bestimmten Streichrichtung zum Ausdruck. Diagramm 1 repräsentiert die Photolineamente im Bereich der Sparagmitdecke; Diagramm 2 + 3 das Gebiet nordwestlich bzw. südöstlich davon (Abb.17).

4.2 Ergebnisse

Wie aufgrund der Kluftdiagrammauswertungen (Abb.16) zu erwarten, lassen sich auch die Photolineamentmaxima der mehrphasigen Querfaltung zuordnen.
Alle Diagramme (Abb.17) zeigen ein vorherrschendes Maximum in bc-Richtung der Phase IV. Mit den Streichwerten 30°, 90° und 160° zeichnen sich ac - bzw. Scherrichtungen ab. Ausgeprägte 60° streichende Maxima entsprechen der ac-Richtung der Phase II. Weitere, etwas schwächere Maxima (10°, 0°) liegen in der hk0-Richtung derselben Phase.

Wie ein Blick auf die geologische Karte zeigt, spiegelt sich diese Tektonik in Talrichtungen wider. Hierin liegt die Annahme begründet, daß Störungen für die Ausrichtung von Talungen ausschlaggebend waren. Im besonderen Maße scheint dies für den Breisjöen- und Espedal-See zu gelten, deren Längserstreckung mit der im gesamten Gebiet vorherrschenden bc-Richtung der Phase IV übereinstimmt.

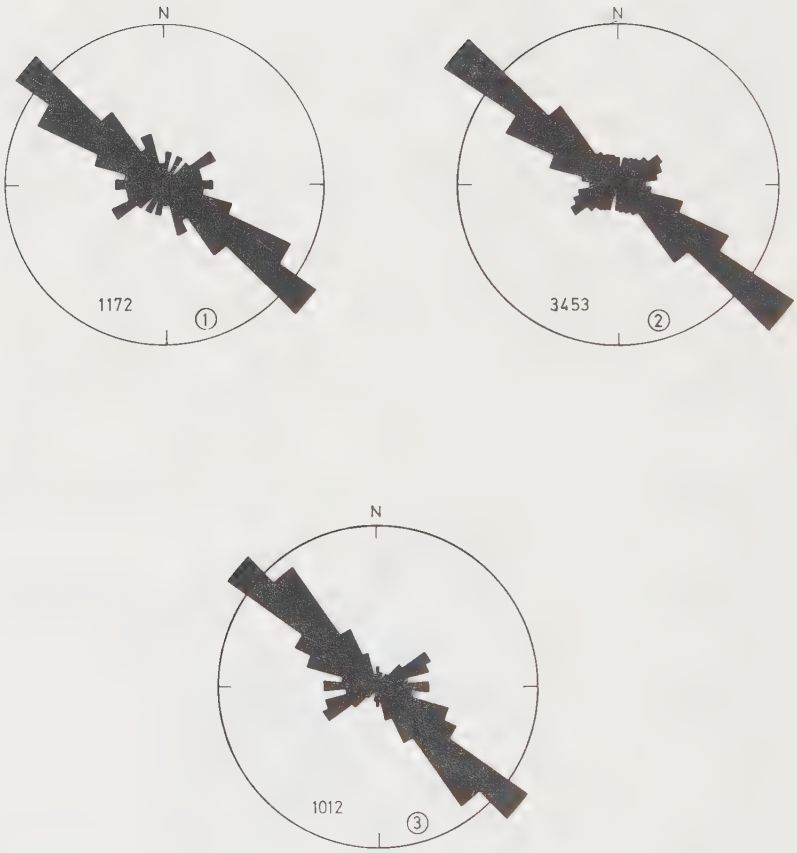


Abb. 17. Richtungsrosen der Photolineamente

VII. Geochemie

Um einige Repräsentativwerte der Nickel-Kupfergehalte von vererzten Ultrabasiten und zusätzlich Anhaltspunkte über die Verteilung von Cr, Ni, Cu und Ti zu gewinnen, wurden Untersuchungen mit der Röntgenfluoreszenzanalyse durchgeführt.

1. Vorbereitende Arbeiten, Meßverfahren und Auswertungen

Für alle Grubenbereiche wurden kurze Profilschnitte beprobt. Eine systematische Bemusterung weitgespannter stratigraphischer Bereiche scheiterte an der tektonischen Verfälschung der Mächtigkeiten.

Von dem im Backenbrecher zerkleinerten Material der insgesamt 19 2kg-Handstücksproben wurden jeweils 5og in der Scheibenschwingmühle mit Widia-Einsatz 9o sec lang gemahlen. Das so gewonnene Gesteinspulver wurde dann, ebenso wie die Vergleichssubstanzen, in Näpfchen (Bodenbespannung aus Mylarfolie) gepreßt.
Um eventuelle Fehler wie Inhomogenitäten der Proben oder Geräteschwankungen möglichst auszuschalten, gelangten pro Probe und Vergleichssubstanz jeweils 2Näpfchen wechselweise über 2o sec in einem Müller-Phillips III Gerät zur Vermessung.

Gemessen wurden die Impulse der K α_1-Linie. Zur Ausschaltung des Untergrundes und zur Berücksichtigung der Massenschwächungskoeffizienten wurden die Meßdaten korrigiert bzw. nach der Methode von HAHN-WEINHEIMER (1963) umgerechnet. Die hierfür notwendigen Gesteinsanalysen der zu untersuchenden Proben wurden aus der Literatur entnommen (Tab.3). Als brauchbare Vergleichssubstanzen erwiesen sich die internationalen Standards BM, PCC-1 und Sy-2.

	I	II	III
SiO_2	45,74	46,o	51,o1
TiO_2	3,14	o,3	o,13
Al_2O_3	16,1o	4,o	25,o9
Fe_2O_3	3,45	3,o	o,52
FeO	1o,4o	12,4	3,54
MnO	o,22	--	o,o7
MgO	6,oo	2,7	3,95
CaO	9,78	7,o	11,oo
Na_2O	2,54	o,3	3,o4
K_2O	o,7o	--	o,36
P_2O_5	o,45	--	--
H_2O-	1,44	--	o,o7
H_2O+	o,45	--	1,32
CO_2			o,14
S			o,o6

I = Gabbroide Gesteine (nach B.DIETRICHSON 196o, S.79)
II = Ultrabasite (nach J.H.L.VOGT 1923, S.328)
III = Anorthosit (nach V.M.GOLDSCHMIDT 1916, S.32).

Tab.3. Chemische Analysen der Hauptgesteinstypen Espedalens.

2. Ergebnisse

Die Meßergebnisse sind in Tab.4 zusammengestellt. Abb.18 zeigt die gesteinsgebundene Verteilung von Cr, Ni und Ti.

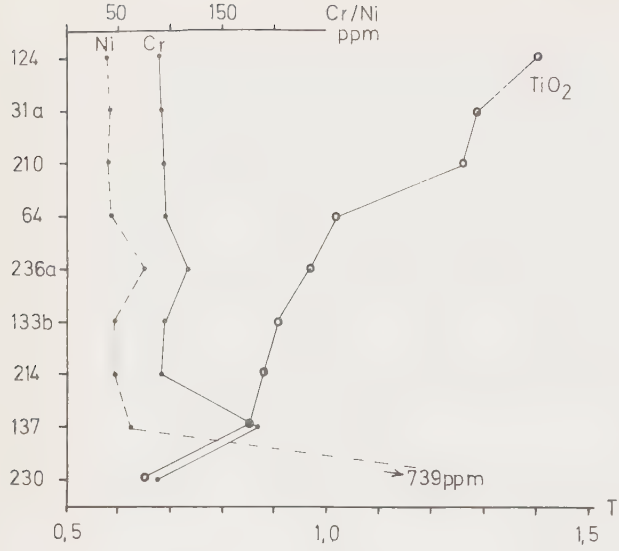
Innerhalb der Hangendserie wird mit der Tiefe eine regelmäßige Konzentrationszunahme der Elemente Chrom und Nickel deutlich. Den durchschnittlichen Chrom-Nickelgehalten in gabbroiden

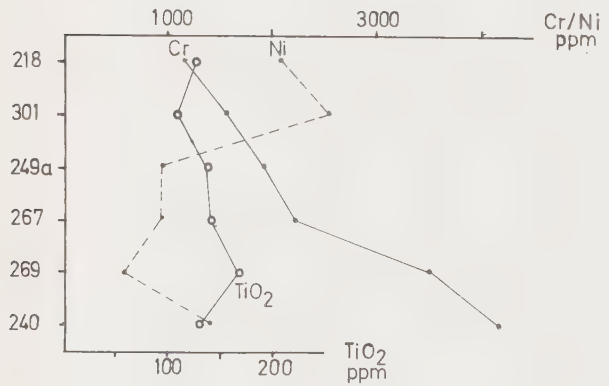
Gesteinen von 1o1 bzw. 127 ppm stehen in den Ultrabasiten Chrom-Nickelwerte von 2492 bzw. 1441 ppm gegenüber. Titan verhält sich umgekehrt und hat sich in "stratigraphisch" höherem Niveau konzentriert. Im Durchschnitt zeigen die gabbroiden Gesteine eine TiO_2- beteiligung von 1,o2 %. Die Titanoxydwerte in den Ultrabasiten liegen mit o,o1 % weit darunter.
Kupfer erweist sich als bewegliches Element und zeigt eine unregelmäßige Verteilung.
Mit den anorthositischen Gesteinen der Liegendserie tritt ein abrupter Konzentrationswechsel aller Elemente ein.

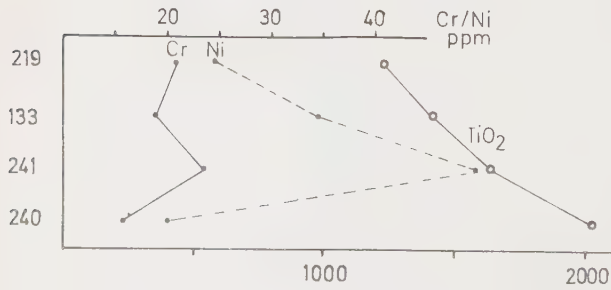
Proben-nummer	Gesteins-typ	Cr ppm	Ni ppm	Cu ppm	TiO_2 ppm
124	Ga	77	39	4o	14o3o
31b	Ga	81	42	37	1288o
21o	Ga	93	44	42	1265o
64	Ga	94	47	42	1o12o
236a	Ga	119	76	51	966o
133b	Ga	96	48	43	92oo
214	Ga	92	49	49	897o
137	Ga	185	59	41	851o
23o	Ga	8o	739	132	5635
218	U	12o5	2114	127	121
3o1	U	1575	2673	28	1o8
249a	U	1946	997	9	142
267	U	2224	972	17	147
269	U	3553	583	5	17o
24o	U	4449	1312	7	131
219	An	18	34	1o	1232
133	An	21	24	8	1442
241	An	23	49	1o	1526
27o	An	16	2o	9	2o16

Ga = Gabbroide Gesteine, U = Ultrabasite, An = Anorthosite.

Tab.4. Cr-Ni-Cu-und Ti-Genalte der Jotun-Eruptiva Espedalens.







		Durchschnitts-gehalte (ppm)		
		Cr	Ni	TiO_2
HANGENDSERIE	Gabbroide Gesteine	101	127	10183
	Ultrabasite	2492	1441	136
LIEGENDSERIE	Anorthosite / Norite	19	31	1554

Abb. 18. Variationsdiagramm für Cr, Ni und Ti

3. Korrelation geochemischer und mikroskopischer Ergebnisse

Mit den Ergebnissen aus der Geochemie korrelierbar sind beobachtete Regelmäßigkeiten in der Mineralverteilung. Neben Mineralphasenwechsel machen sich Unterschiede in der Mineralzusammensetzung bemerkbar.
Am augenfälligsten ist der abrupte Wechsel an der Grenze Hangendserie-Liegendserie. Ebenfalls makroskopisch bereits erkennbar ist eine abnehmende Plagioklas- bzw. zunehmende Mafit- und Erzbeteiligung mit der Tiefe innerhalb der Hangendserie (Abb.19).

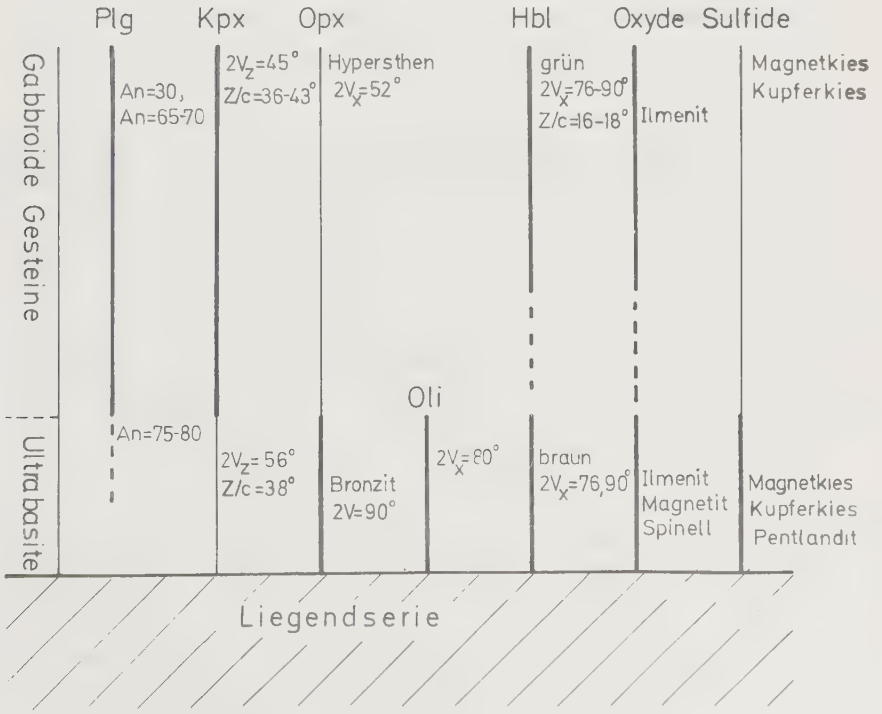


Abb.19. Schematische Darstellung der Mineralverteilung innerhalb der Hangendserie.

Im Einzelnen ergeben sich für diesen Bereich von unten nach oben folgende Veränderungen:

Die Zunahme von Plagioklas und Klinopyroxen verläuft parallel zu einer Abnahme von Orthopyroxen. Die Zusammensetzung von Plagioklas und Orthopyroxen ist dabei niveaugebundenen Veränderungen unterworfen. So stellt man in "stratigraphisch" höheren Zonen ein Abnehmen der Anortnit- und Magnesiumgehalte der Plagioklase bzw. Orthopyroxene fest.
Olivin ist nur an der Basis ausgebildet.
Anstelle der braunen Hornblende tritt grüne Hornblende auf.
Oxyde und Sulfide sind nach unten angereichert.
Magnetit, Spinell und Pentlandit fehlen höher im Profil.

Schlußfolgerungen:
Unter Kap.V, 4.12 (S.54) wurde bereits vermutet, daß an der Basis der Hangendserie (Effusiva) eine (gravitative) Anreicherung von Silikat- und Erzphasen stattgefunden hat.
Die zuletzt erkannte niveaugebundene Verteilung von Elementen und Mineralien bestätigt diese Beobachtung und zeigt darüberhinaus, daß Kristallisation und anschließende Akkumulation kontinuierlich bei ständig sinkenden Temperaturen erfolgt sein müssen.
Eine vollständige Sonderung in erz- und silikatführende Partien, wie sie in Intrusiva zu erwarten wäre, hat hier allerdings nicht stattgefunden.

VIII. Erzvorkommen

1. Ältere Bearbeiter

In mehreren Arbeiten beschreiben J.H.L.VOGT (1893,1895, 1912,1923) und V.M.GOLDSCHMIDT (1916b,1922) Nickelmagnetkiesvorkommen Norwegens und deuten sie als Differentiate innerhalb basischer Intrusiva. Ohne speziell auf die vorliegenden Verhältnisse einzugehen, stellen beide Autoren auch das Vorkommen Espedal zu dieser Gruppe. Dieser Auffassung schließt sich C.W.CARSTENS (1918) an, der die erste und bisher einzige petrographische Bearbeitung von vererzten Ultrabasiten aus dem Espedal Gebiet durchführte. In allen späteren Arbeiten (S.v.BUBNOFF 1930, B.DIETRICHSON 1945,1960, O.HOLTEDAHL 1960) ist das Auftreten der Vererzung nur in knapper Form erwähnt und in Anlehnung an VOGT und GOLDSCHMIDT liquidmagmatisch gedeutet.

Geschichte des Bergbaues: Einzelheiten hierüber sind in den Arbeiten von VOGT (1893,1923), GOLDSCHMIDT (1916b), insbesondere aber in jener von C.W.CARSTENS (1918) festgehalten. Danach gehen die Anfänge des Bergbaues in Espedalen bis in das 17. Jahrhundert zurück. Zunächst galt das Hauptinteresse dem Kupfer. Im Jahre 1843 erkannte Professor Th.Scheerer in Proben aus Espedalen das Mineral Pentlandit, das zunächst unter dem Namen Eisen-Nickel-Pyrit in die Literatur einging. Damit wurde der dortige Bergbau neu belebt und der Abbau auf Nickel konzentriert. Jahre später, vermutlich bedingt durch das Auffinden der Lagerstätte Neu-Kaledonien im Jahre 1864, mußte die Produktion eingestellt werden. Seitdem waren die Stollen, abgesehen von kurzen Produktionszeiten in den Jahren 1874-78 (1883 wurde beim Bau der "Canadian Pacific Railway" das Nickelmagnetkiesvorkommen Sudbury entdeckt) und um 1917, aufgelassen. Nach Angaben der Autoren wurden 50 000 - 100 000 t Erz gefördert. Der durchschnittliche Nickelgehalt in den Sulfiden lag bei 4,5 %. Das Verhältnis von Cu:Ni verhielt sich wie 1:2. Über den Sulfidanteil am Gestein existieren keine Angaben.

2. Beschreibung der Erzvorkommen

Die Erzvorkommen liegen im gebirgigen Teil von Espedalen. Sechs der insgesamt sieben Vorkommen sind am Fuße des Höhenzuges Graahöene verbreitet. Eine Grube befindet sich am SW Ende des Espedal Sees.

Bei den Grubenanlagen handelt es sich um jeweils m-breite schräg einfallende Einbaue oder kleinere Pingen. Alle Einbaue wurden parallel der Grenzfläche Hangendserie-Liegendserie angelegt.
Die Vererzungen sind in der Regel an Ultrabasite gebunden, deren stratigraphische Einordnung zwischen gabbroiden Gesteinen im Hangenden und Anorthosit im Liegenden bereits diskutiert wurde. Die einzige Ausnahme bilden die Vorkommen Evans- und Statsrad Stangs Gruben. Hier kamen auch gabbroide Gesteine zum Abbau. Die Nebengesteine sind bei allen Vorkommen gleich und entsprechen den unter Kap.V besprochenen Typen, sodaß im folgenden von Besonderheiten abgesehen, auf eine Gesteinsbeschreibung verzichtet werden kann.
Die zur Gesteinsbenennung herangezogenen Modalbestände werden zusammen mit der Verteilung von Ni, Cu, Cr und Ti in den Profildarstellungen (Abb.21-26) aufgeführt.

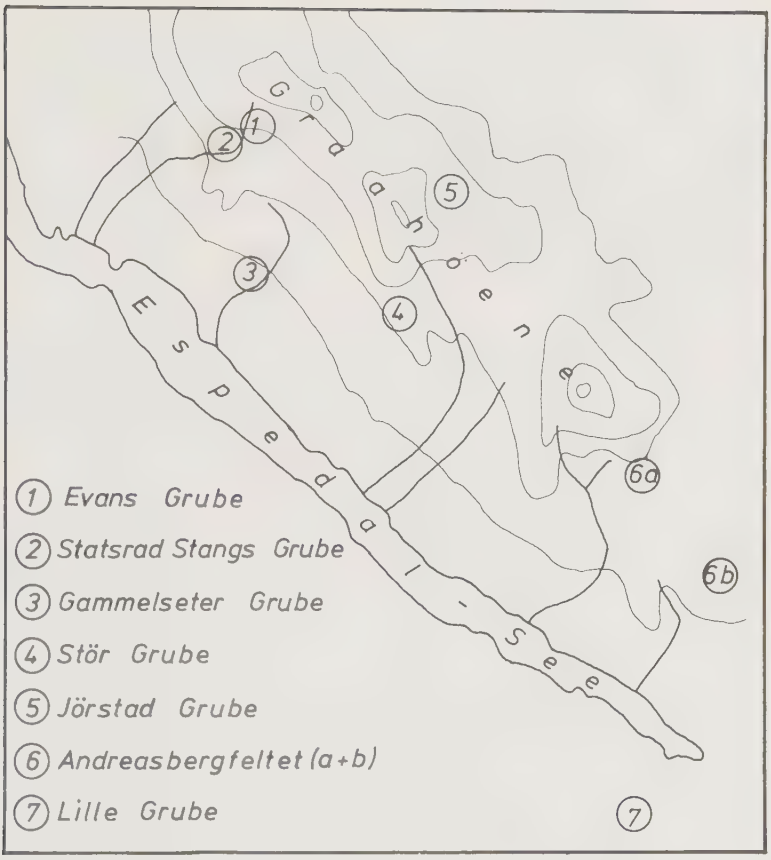


Abb. 2o. Lageskizze der Erzvorkommen

2.1 Evans (1)- und Statsrad Stangs (2) Grube

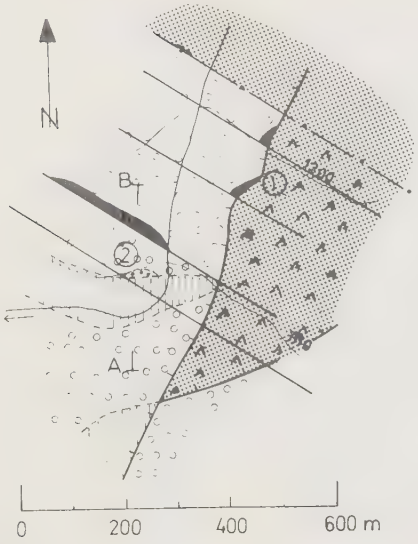
2.11 Geographische Lage

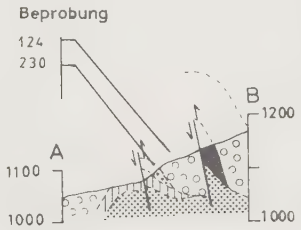
Drei Einbaue befinden sich oberhalb des Gehöftes Soeterheim, welches man von der Ortschaft Megrund aus bequem mit dem Auto erreichen kann. Von dort führt ein schlechter, nicht für jedes Auto geeigneter Fahrweg hinauf zur Alm 1o9o mNN. Nach einem etwa 2o minütigen Aufstieg erreicht man die erste der drei Grubenanlagen.

2.12 Gesteinsaufbau

Die vererzten Gesteine liegen in einem tektonisch komplizierten Verband. Die im unteren Grubenbereich vorherrschende Streichrichtung von 9o° ändert sich als Folge einer Faltung um 13o° streichende Achsen gegen die weiter hangaufwärts liegenden Vorkommen auf 3o - 4o°. Das Einfallen beträgt 4o - 6o°N bzw. NW. Gleichzeitig mit der Faltung kam es zur Anlage von faltenachsenparallelen Störungen. Entlang einer solchen Störung tritt etwa 8o m oberhalb der Statsrad Stangs Grube eine größere Pyroxenitlinse zutage. Ein ursprünglicher Zusammenhang mit der an "Gabbro" gebundenen Vererzung im Grubenbereich wird angenommen. Allen Gesteinen im Liegenden der "Gabbro"-Linse gemeinsam ist ein hoher Mylonitisierungsgrad. Gesteine dieses Bereichs wurden unter Kap.V, 3.2 beschrieben. Auch die beiden hangaufwärts ausbeißenden Vererzungen (Evans Grube) sind mehrseitig tektonisch begrenzt. Und schließlich sind in einer Höhe von 122o mNN an einer weiteren NW-SE verlaufenden Störung Gesteine der Liegendserie (Kap.V, 4.2) aufgeschoben. Entlang der Verwerfungsflache zeichnen sie sich durch porphyrische Plagioklas-Komponenten und syntektonisch entstandene Granatführung (Kap.V, 3.3) aus.

Die geologische Karte und Abb.21 verdeutlichen die geschilderten Verhältnisse.





Mylonit II.
Mylonit III.
Gabbroide Gesteine, — vererzt.
Ultrabasische Gesteine
Mittelkörniger Anorthosit
Porphyrischer Norit
Störung. Verschiebungsfläche.
A⊢ ⊣B Profillinie.
② Erzvorkommen

Stratigraphie / ppm	Ni 250 500 750	Cu 50 150	Cr 50 100	TiO_2 5000 15000	Probennummer	Modalanalysen Plg	Kpx	Opx	Hbl	Bio	Tlk	E
Gabbro	39 … 739	40 … 132	77 … 80	14030 … 5635	124	44.6	24.4	6.6	16.0	3.0	—	5.4
					230	33.0	—	4.0	—	—	38.4	24.6
Ultrabasite												

Abb. 21. Evans- und Statsrad Stangs-Grube. Karte und Profil mit Modalanalysen und

2.2 Gammelseter Grube

2.21 Geographische Lage

Dieses Vorkommen liegt unmittelbar oberhalb des Gehöftes Gammelseter, welches mit dem Fahrzeug von Eggan aus nach kurzer Fahrt zu erreichen ist.

2.22 Gesteinsaufbau

Unterhalb und oberhalb des Einbaues stehen graue körnige Anorthosit-Norite an. Im Grubenbereich sind zusammen mit den erzführenden Ultrabasiten auch Gesteine gabbroider Zusammensetzung aufgeschlossen. Abb.22 zeigt Gesteinsaufbau und tektonische Deutung. Danach bilden "Gabbro" und Ultrabasit die Muldenzone eines SW vergenten Faltenbildes. Der komplementäre Sattel fiel der Erosion zum Opfer.

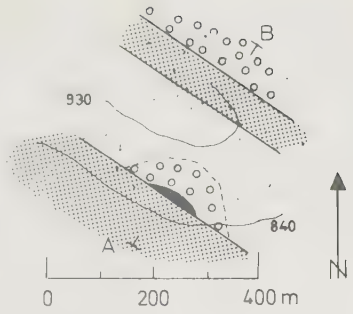
2.3 Stör Grube

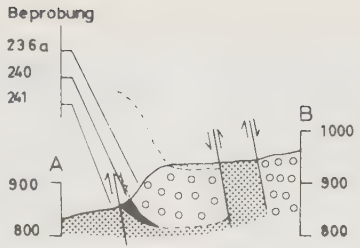
2.31 Geographische Lage

Vom Gehöft Gammelseter aus erreicht man über den alten Fußweg nach ca. 3/4 stündigem Aufstieg das Grubengelände.

2.32 Gesteinsaufbau

Die Vererzung ist über ca. 5o m in streichender Fortsetzung (13o°) durch einen mehrere 1o m tiefen nach NE einfallenden Einbau aufgeschlossen. Auffallende Begleitgesteine in diesem Grubenbereich sind schiefrige Gesteine unterschiedlicher Mineralzusammensetzung. Wie beim Vorkommen Evans- und Statsrad Stangs Grube handelt es sich auch hier um mylonitisierte, ehemals anorthositische und gabbroide Gesteine. Diese ca.13o° streichende Serie läßt sich nach NW und SE weiterverfolgen. Sie unterlagert die erzführenden Ultrabasite sowie die Gabbrogesteine. Die Gesamtabfolge Anorthosit, Mylonit, Ultrabasit und "Gabbro" ist um NW-SE streichende Achsen gefaltet sowie an achsenparallelen Auf- und Abschiebungen gestört (Abb.23).





Quartär

Gabbroide Gesteine.

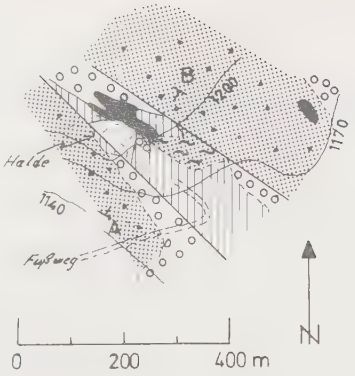
Ultrabasische Gesteine.

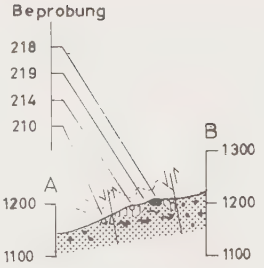
Mittelkörniger Anorthosit.

Störung. A–B Profillinie

Stratigraphie / ppm	Ni 500 1000 1500	Cu 25 50	Cr 2000 4000	TiO_2 5000 10000	Probennummer	Modalanalysen Plg	Hbl	Opx	Kpx	Ol	Serp	Tlk	Akz	E
Gabbro	76	51	119	9660	236a	19.6	53.4	21.4	4.0	—	—	—	0.6	1.0
Ultrabasite	1312	7	4449	131	240	—	—	8.5	8.2	13.5	43.0	—	—	26.8
Anorthosite	49	10	23	1526	241	71.0	6.2	10.0	0.2	—	—	11.8	0.2	0.6

Abb. 22. **Gammelseter Grube. Karte und Profil mit Modalanalysen und Variationsdiagrammen**





Mylonit II.

Gabbroide Gesteine.

Ultrabasische Gesteine

Grobkörniger Anorthosit - Norit

Verschieferter Anorthosit.

Störung. A⊢ ⊣B Profillinie

Stratigraphie / ppm	Ni 1000 2000	Cu 75 150	Cr 750 1500	TiO_2 7500 15000	Probennummer	Modalanalysen Plg	Opx	Kpx	Hbl	Ol	Serp	Tlk	Epi	Akz	E
Gabbro	44 / 49	42 / 49	93 / 92	12650 / 8970	210	23.8	20.0	24.8	13.2	—	—	6.4	10.2	1.6	—
					214	50.8	11.0	11.0	9.2	—	—	16.2	—	0.3	1.5
Ultrabasite	2114	127	1205	121	218	—	17.6	11.4	—	10.2	48.7	—	—	—	12.1
Anorthosite	34	10	18	1232	219	—	7.2	1.5	—	—	—	34.2	57.1	—	—

Abb. 23. Stör Grube. Karte und Profil mit Modalanalysen und Variationsdiagrammen

2.4 Jorstad Grube

2.41 Geographische Lage

Das Vorkommen befindet sich am NE-Hang der Graahöene und ist von der zuletzt beschriebenen Grube aus in einem 30 minütigem Fußmarsch zu erreichen.

2.42 Gesteinsaufbau

Mehrere kleinere Linsen gingen dort innerhalb von Ultrabasiten auf die Vererzung um. Auffallendstes Begleitgestein ist ein parallel-texturiertes granatführendes Quarz-Feldspatgestein, wie es auf S.24 (Kap.V,3.3) beschrieben ist. Diese an Störungen gebundenen Mylonite lassen schon im Gelände eine komplizierte Tektonik vermuten, ein Verdacht, der sich bei der stereoskopischen Luftbildbetrachtung als richtig herausstellt. Zahlreiche NW-SE verlaufende Störungen zerlegen einen ursprünglich größeren Ultrabasitkörper in mehrere kleinere Teillinsen (siehe geol. Karte und Abb.24).

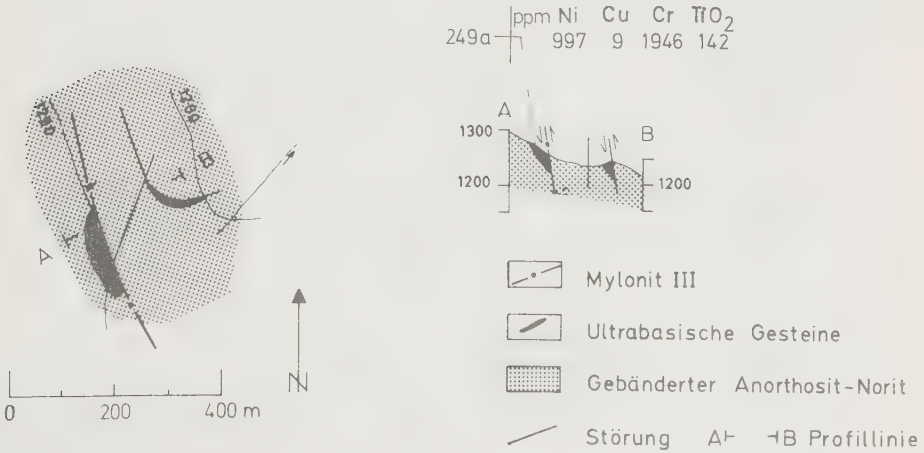


Abb.24. Jörstad Grube (Karte und Profil mit Analysenangaben).

2.5 Andreasbergfeltet (6a+b)

2.51 Geographische Lage

Zwei weitere Vorkommen sind im SE der Graahöene 1338 mNN aneinandergereiht. Ein schmaler Fußweg beginnt oberhalb dem "Strand Hotel" und führt bis hinauf zur Storfjeldroa Seter, wo er sich im Mischwald verliert. Aber schon nach kurzem Aufstieg querfeldein hat man den Höhenrücken mit den beiden Grubenanlagen erreicht.

2.52 Gesteinsaufbau

Die beiden Vorkommen sind sich in Paragenese und Nebengesteinen außerordentlich ähnlich. Ihr Verband mit den Nebengesteinen entspricht den bislang geschilderten Verhältnissen. So ist die Vererzung auch hier an Ultrabasite gebunden, die sich zwischen Anorthositen und gabbroiden Gesteinen einordnen. Letztere wurden über weite Strecken erodiert, sodaß man zwischen beiden Vorkommen (6a+b) neben mehreren linsigen Ultrabasitkörpern nur noch seltene Reste der alten gabbroiden Gesteinsauflage findet. - Von Bedeutung ist diese Stelle für das Erkennen der Altersverhältnisse Hangend-/Liegendserie. Zahlreiche linsige meterlange "Gabbro"- und Ultrabasiteinschlüsse in den Anorthositen machen klar, daß es sich bei den Gesteinen der Liegendserie um jüngere Intrusiva handeln muß (Abb.25a+b).

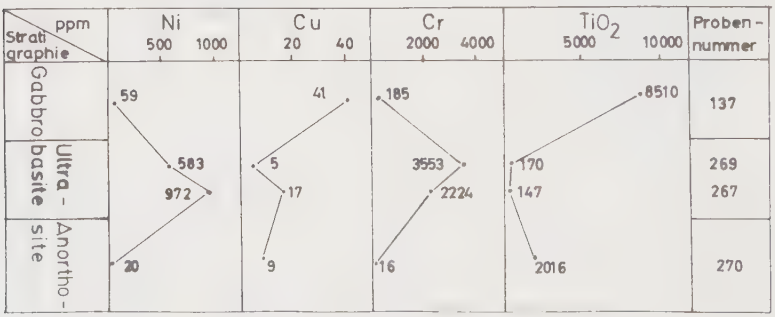
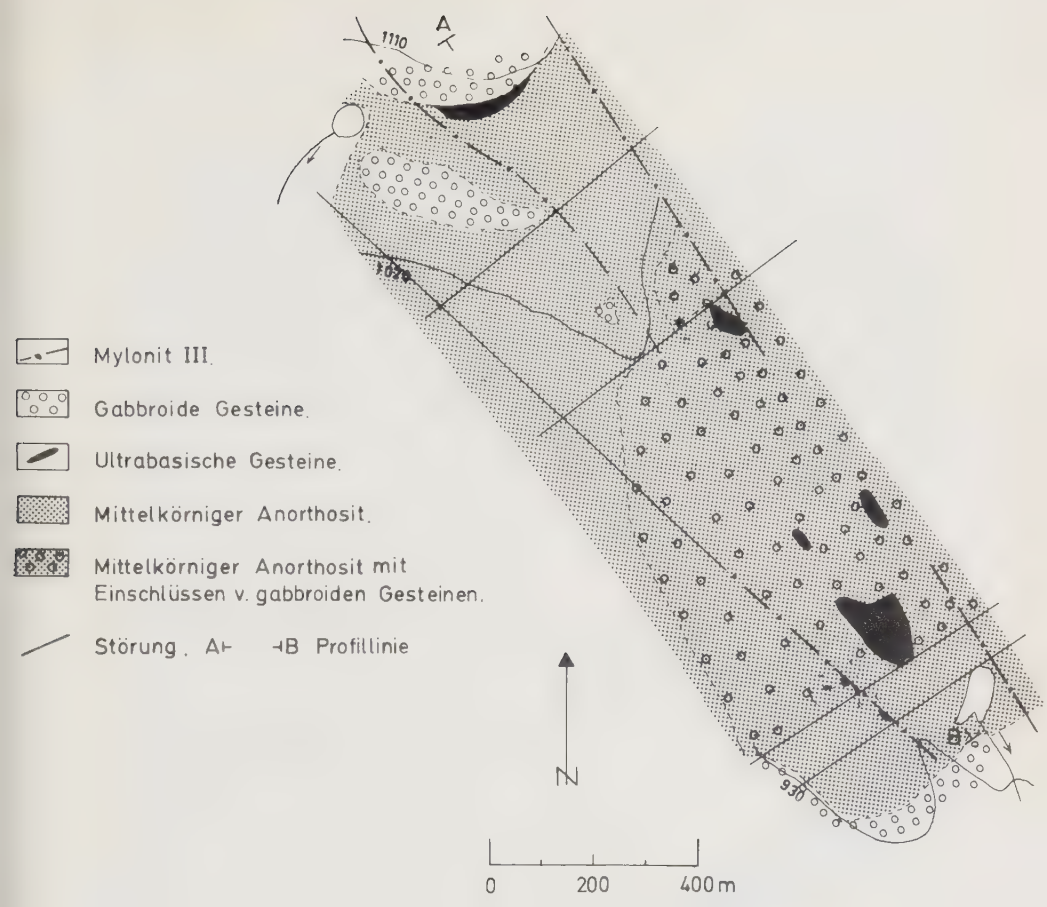


Abb.25a. Variationsdiagramme

Modalanalysen: 137 siehe S.31 267 siehe S.33
269 S.33 270 S.39



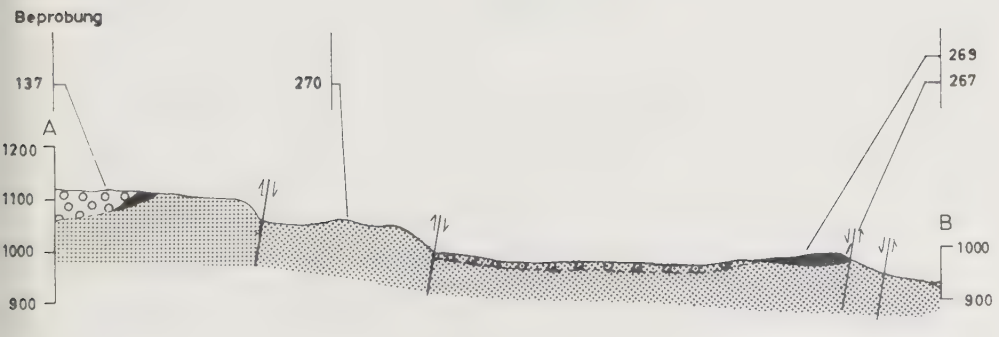


Abb. 25b. Andreasbergfeltet. Karte und Profil

2.6 Lille Grube

Dieses Vorkommen am Ende des Espedal-Sees (über den alten Fußweg von Vassenden aus zu erreichen) wurde von W.BRACK in seiner Diplomarbeit untersucht. Seine Beobachtungen bestätigen die oben geschilderten stratigraphischen und tektonischen Verhältnisse.
Das Ultrabasitvorkommen verkörpert den Muldenrest einer, durch Abschiebung gestörten, SW-vergenten Falte, deren Sattelzonen der Erosion zum Opfer fielen (Abb.26).

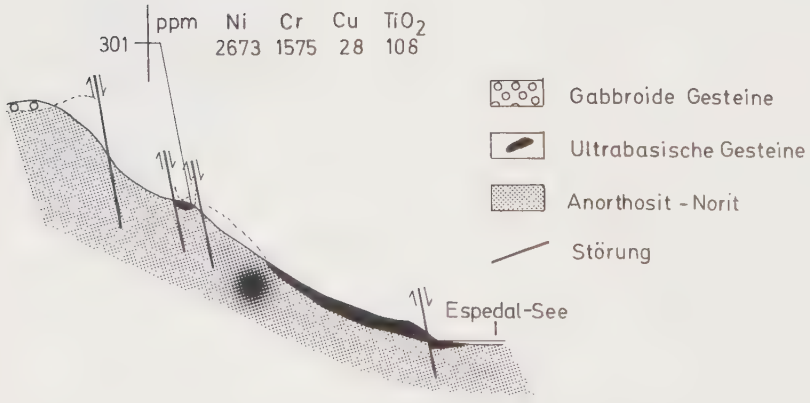


Abb.26. Profilskizze mit Analysenangaben (Maßstab ca. 1 : 15000).

3. Erz

3.1 Makroskopische Beschreibung

Magnetkies und Kupferkies sind die makroskopisch erkennbaren Erzmineralien. Sie sitzen als Imprägnationen in den Zwickelräumen der Silikate. Nur selten ist der Kupferkies selbständig zu finden. Gewöhnlich sind beide Sulfide eng miteinander vergesellschaftet. Feinverteilt und mit unregelmäßiger Begrenzung sind sie innerhalb des gesamten Arbeitsgebietes in den gabbroiden Gesteinen zu erkennen. Gröbere Partien, allerdings mit immer vorherrschender Magnetkiesbeteiligung, treten lediglich sporadisch in kleinen Ultrabasitlinsen an der Basis des lagigen gabbroiden Gesteinskörpers auf.

3.2 Mikroskopische Beschreibung

Insgesamt wurden 11 Proben mikroskopisch auf ihren Erzgehalt geprüft. (2 hiervon bearbeitete Herr Professor Maucher. Sein Untersuchungsergebnis stellte er mir zur Verfügung, wofür ich mich bei ihm bedanken möchte).

3.21 Die Erzmineralien
Neben den makroskopisch erkannten Erzmineralien Magnetkies und Kupferkies enthüllte die mikroskopische Untersuchung eine untergeordnete Beteiligung von Pentlandit, Markasit, Pyrit, Magnetit, Titanomagnetit, Ilmenit, Spinell, Titanit, Martit und Nadeleisenerz.

Magnetkies, das Haupterzmineral, hat eine weite vielgestaltige Verbreitung als Imprägnation. Intergranular verteilt zeigt er sich in Form unregelmäßig begrenzter Körner mit Korrosionserscheinungen gegenüber Silikaten und Oxyden. Neben gelegentlichen Verdrängungen dieser Erstausscheidungen von Spaltrissen und Klüften aus, kommt er auch immer wieder in Form mikroskopisch kleiner tropfenförmiger Einschlüsse in denselben vor.

Kupferkies ist meist mit Magnetkies verwachsen, ist jedoch weitaus seltener als dieser. Beide Mineralien beinhalten frischen, körnigen Pentlandit. Flammenartige Pentlandit-entmischungen im Magnetkies sind nur vereinzelt entwickelt. Lokal entstanden bei der Magnetkiesumwandlung an Korngrenzen streifige Partien aus einem Gemisch von Markasit und wenig Pyrit. Nur in einem Schliff wurden, im Zuge dieser Umwandlung gewachsene, idiomorphe Pyritkristalle beobachtet und zwar zusammen mit traubig-nierigen Massen von Nadeleisenerz.

Magnetit ist in der Regel in hypidiomorphen-xenomorphen Einzelkörnern in den Zwickeln der Silikate vertreten. Nur gelegentlich sind mehrere gerundete Körner zu größeren Aggregaten zusammengefügt und ebenso selten kam es zur Ausbildung von Pflasterstrukturen mit Ilmenitkörnern etwa gleicher Größe oder zu Siebstrukturen durch tropfenförmige Einschlüsse in den Silikaten. Vereinzelt sind Körner, auch Körneraggregate, von Sulfiden eingefangen.
Öfters werden die Zentralpartien der Magnetitkörner von entmischtem Spinell eingenommen. Die Farbe dieser Spinelle ist, wie im Durchlicht sichtbar, tief flaschengrün und entspricht einem Herzynit.
Neben diesen primär ausgeschiedenen Magnetiten kommen Magnetit-Ilmenitverwachsungen als Entmischungskörperchen in den Orthopyroxenen vor (vgl. Tröger 1957, S.38).
Nur lokal wurde schwache randliche Martitisierung beobachtet.

Der Titanomagnetit wurde nur in der untersuchten "Gabbro"-Probe angetroffen. Er unterscheidet sich vom Magnetit durch schwache Anisotropie, sowie orientierte Ilmenitentmischungen. Diese sind in Leukoxen umgewandelt.

Neben den erwähnten Entmischungskörperchen in Orthopyroxenen und in Titanomagnetiten tritt Ilmenit auch selbständig als Einzelkorn und in größeren Körneraggregaten auf (hypidiomorph,

infolge magmatischer Korrosion oft abgerundet). Gelegentlich ist er von Sulfiden eingeschlossen. In der Regel aber wird er wie Magnetit von Silikaten eingesäumt. Häufig ist er in dieser Lage von einer randlichen Leukoxenbildung erfaßt.

3.22 Gefüge

In den Zwickeln der Silikate sitzen in einfacher lockerer Kornbindung, ohne innige Verzahnung, die Oxyde. In diesen Kornverband magmatisch korrodierter Komponenten sind die Sulfide eingesprengt und schlierig verteilt. Sie sind abgesehen von einigen aufgefangenen Schmelztropfen als Silikat- und Oxydeinschlüsse, an Intergranulare und Spaltrisse gebunden. Aus den Verwachsungsverhältnissen ist zu schließen, daß die Sulfidphase jünger ist als die Hauptmenge der Silikate und Oxyde. Lokale postkristalline mechanische Beanspruchung dieses Gefügebildes zeigt sich an kataklastischen Magnetit- und intensiv zwillingslamellierten Ilmenitkörnern (vgl. P.RAHMDOHR 1960, S.907). Eine gleichzeitige Teilmobilisierung der Sulfide wird angenommen.

IX. Geologische Entwicklung Espedalens

Einer abschließenden Rekonstruktion der geologischen Entwicklung Espedalens unter besonderer Berücksichtigung der Erzvorkommen seien alle hierzu beitragenden Teilergebnisse zusammendfassend vorangestellt.

1. Ergebnisse

1.1 Stratigraphie

Der stratigraphische Aufbau Espedalens geht aus Abb.28, den schematischen NW-SE und NE-SW Profilen zur geologischen Übersichtskarte (Abb.27) hervor.

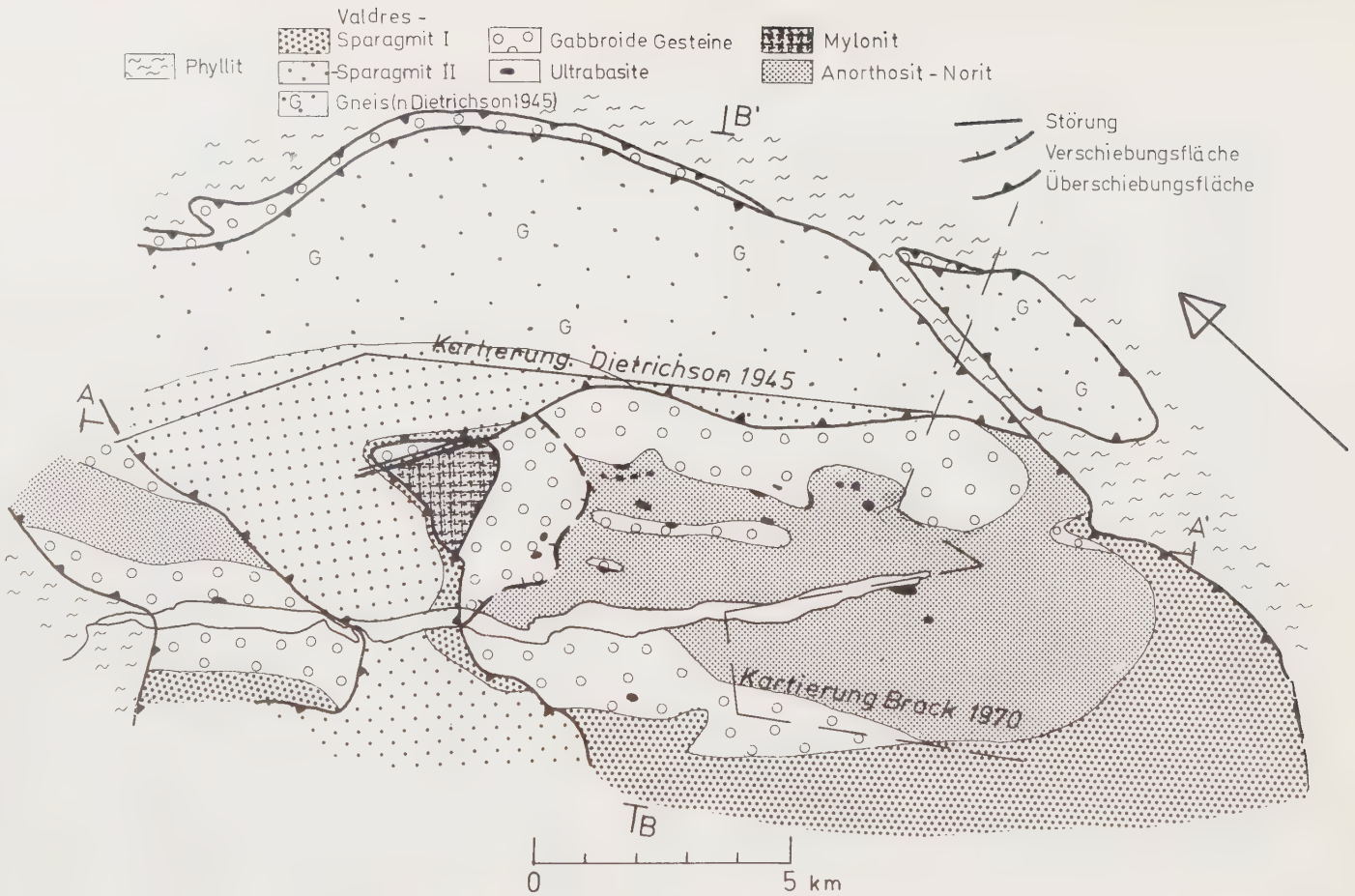


Abb. 27. Übersichtskarte zur Geologie Espedalens

Diskordant über paläozoischen Phylliten liegen, durch Überschiebungsflächen voneinander getrennt, zwei tektonische Einheiten. Beide gehören zu liegenden SE-vergenten Falten, wobei von der zuoberst aufliegenden Überschiebungsfalte (Sparagmitdecke), in meinem Arbeitsgebiet nur der überkippte liegende Flügel erhalten ist. Dieser setzt sich aus Sparagmiten zusammen, deren topographisch am tiefsten liegende (stratigraphisch hangende) Glieder den Sparagmiten der darunterfolgenden Einheit entsprechen.
Von den im E meines Arbeitsgebietes bekannten "Gneisvorkommen" (B.DIETRICHSON 1945) wurde ein Teil von W.BRACK in einer Diplomarbeit untersucht. Wie sich zeigte, ähneln sie im Metamorphosegrad und auch im äußeren Erscheinungsbild in vielfacher Hinsicht den Sparagmiten um Ruten (Kap.V, 2.2).

Diese Beobachtungen führen mich zu der Ansicht, daß zwischen beiden Gesteinstypen ein ursächlicher Zusammenhang besteht. Es ist nicht auszuschließen, daß mit den "Gneisen" der, durch die Querfaltung verstellte, komplimentäre Hangendflügel zum überkippten Teil der Sparagmitüberschiebungsfalte um Ruten vorliegt. Hierfür spricht auch die geologische Verbreitung dieser Gesteine (Abb.27).
Genaue tektonische und mineralfazielle Untersuchungen könnten zur Klärung dieser Frage beitragen.
Der Stratigraphie der Einheit II (Sparagmite und Jotun-Eruptiva) kommt wegen der erzführenden Ultrabasite große Bedeutung zu. Wie sich herausstellte, treten diese an der Basis gabbroider Gesteine (Normalgabbro nach V.M.GOLDSCHMIDT) auf, die konkordant von den bereits erwähnten Sparagmiten überlagert werden. Den Kern der Falte (die überkippte Flanke dürfte nur an der Stirn erhalten sein) nehmen zumeist leukograte Jotun-Eruptiva (Anorthosite, Norite, Granite etc.) ein.

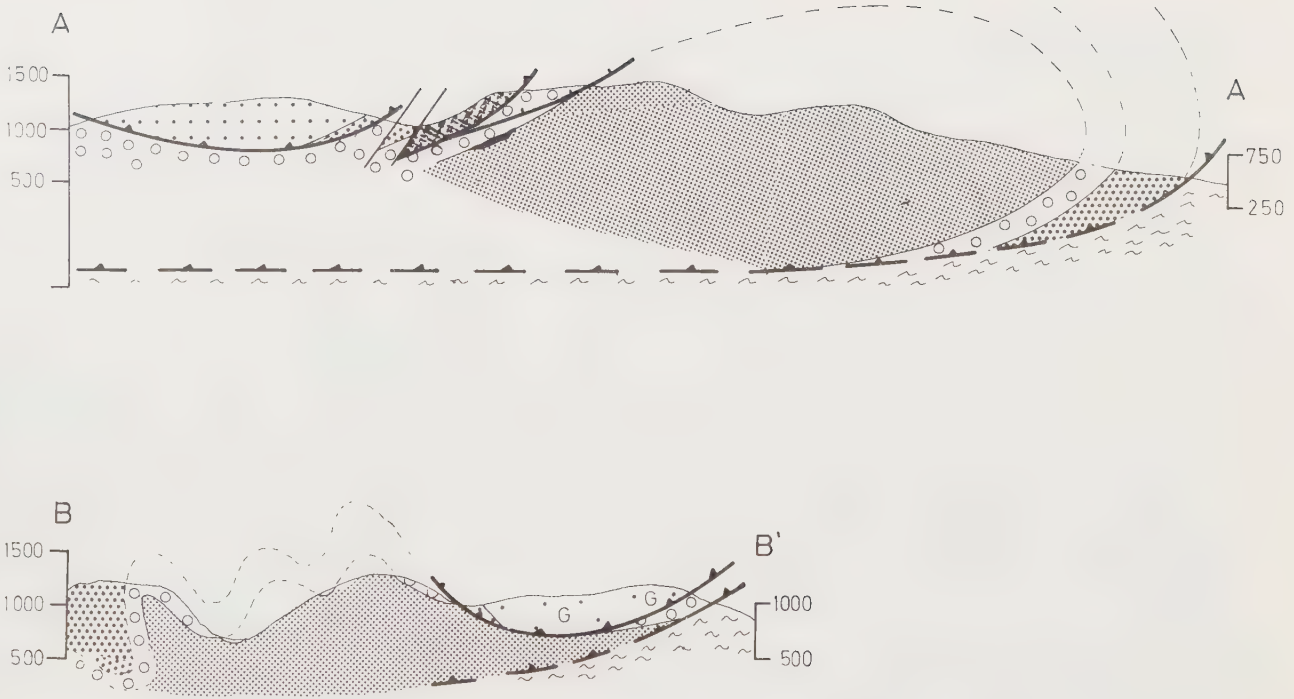


Abb. 28. Profile zur geologischen Übersichtskarte Espedalens

1.2 Metamorphose

Zu Mineralneubildungen führten Regional- und Dislokationsmetamorphose. Erstere setzte mit der Auffaltung des kaledonischen Gebirges ein und beeinflußte die Phyllite, Sparagmite und die gabbroiden Gesteine unter den Bedingungen der Grünschieferfazies. Die topographisch höchsten Glieder der obersten Einheit (Sparagmitdecke) gehören der Quarz-Albit-Epidot-Almandin-Subfazies an.
Mit dem Erreichen der mittleren-höheren Grünschieferfazies inmitten der gabbroiden Gesteine verliert sich die regionalmetamorphe Beeinflussung in der zweiten Einheit. Die liegenden Pyroxenite und Anorthosite sind frei von regionalmetamorpher Umwandlung. Dies gilt auch für den invers gelagerten Bereich an der Stirn der Untersuchungsfalte. Einer späteren Faltungsphase sind jene Neubildungen zuzuschreiben, welche die Transversalschieferung in Phylliten, Sparagmiten, gabbroiden Jotun-Eruptiva, und die Störungen in den leukograten Jotun-Eruptiva markieren.

1.3 Tektonik

NW-SE Einengung führte zur Anlage von Überschiebungsfalten (Einheit II + III). Valdressparagmit und Jotun-Eruptiva (Einheit II) wurden gemeinsam auf das paläozoische Vorland aufgefaltet.
Nachfolgende Querfaltung (NE-SW Einengung) resultierte in erster Linie in der Anlage von 130° und 160° streichenden Falten und Störungen. Phyllite, Sparagmite und gabbroide Gesteine wurden hierdurch von einer Transversalschieferung durchsetzt.

1.4 Jotun-Eruptiva

Zwischen den weite Flächen einnehmenden gabbroiden Gesteinen und den basalen vererzten Ultrabasitlinsen bestehen enge mineralogische Zusammenhänge. Alle Gesteine zeigen nahezu denselben qualitativen Mineralbestand. Mit zunehmender Tiefe machen sich folgende quantitativen Unterschiede bemerkbar.

a) Zunahme von Pyroxen, verbunden mit einer Abnahme von Plagioklas
b) Auftreten von Olivin
c) Vermehrtes Auftreten von Magnetit, Ilmenit und Spinell
d) Anreicherung der Sulfide

Außerdem ist die Zusammensetzung von Orthopyroxen und Plagioklas niveauabhängig. In den gabbroiden Gesteinen treten Hyperthen bzw. Andesin/Labradorit, in den Ultrabasiten Bronzit bzw. Bytownit auf.
Die liegenden Anorthosite, die im allgemeinen mit scharfem Kontakt gegen Ultrabasite bzw. gabbroide Gesteine grenzen, beinhalten gelegentlich linsige meterlange Einschlüsse der hangenden Gesteine.

2. Schlußfolgerungen

Zeitliche Einordnung und genetische Deutung obiger Ergebnisse ergeben folgende Entwicklungsgeschichte für den Gesteinsaufbau Espedalens:
Den erwähnten Lagerungs- und Kontaktverhältnissen zufolge, lassen sich die Jotun-Eruptiva, die ältesten Gesteine im Arbeitsgebiet, nicht als Ergebnis eines einmaligen magmatischen Prozesses im Sinne V.M.GOLDSCHMIDT's (1916,1922) deuten. Sie sind vielmehr das Produkt eines polygenetischen Magmatismus, der an der Wende Präkambrium/Eokambrium ausgelöst und mit der (submarinen) Extrusion eines basischen Magmas eingeleitet wurde. Innerhalb der Effusiva kam es durch (gravitative) Anreicherung von Frühausscheidungen zur basalen Ultrabasitbildung. Das Fließen des Magmas mag hierbei fördernd gewirkt haben. Die "stratigraphische" Abfolge der akkumulierten Mineralkörner reflektiert den Kristallisationsvorgang: Olivin, Spinell, Magnetit, Ilmenit; Hornblende und Pyroxen; Plagioklas. Erst nach der vollständigen Kristallisation der Silikatschmelze erstarrten die Sulfide als Porenfüllung zwischen den Silikaten, nachdem sie sich, Oxyde und Silikate

verdrängend, nach unten angereichert haben. Eine ausgereifte Differentiation mit liquider Entmischung der Sulfide wie sie I.H.L.VOGT (1923) fordert, ist nicht eingetreten.

Es kann also weder mit selbständigen Sulfidkörpern noch mit erzreichen Ultrabasitlinsen bauwürdiger Ausdehnung gerechnet werden. Im günstigsten Fall mag es zur Bildung von gleichmäßig mit Sulfiden imprägnierten gabbroiden Gesteinen größerer Flächenausdehnung gekommen sein. - Dies sollte bei der Exploration von Nickellagerstätten in diesem geologischen Rahmen berücksichtigt werden.

Die Einschlüsse von Ultrabasiten und gabbroiden Gesteinen im Anorthosit einerseits und das Fehlen von Kontaktbildungen (Frittung) andererseits, weisen darauf hin, daß die Intrusion der zumeist leukograten Jotun-Eruptiva (Liegendserie) zu einem Zeitpunkt stattfand, als die Akkumulationsprozesse innerhalb des effusiven Magmas abgeschlossen waren, zumindestens die Kontaktzone jedoch noch nicht völlig abgekühlt war.
Betrachtet man die Jotun-Eruptiva im Sinne GOLDSCHMIDT's als comagmatische Gesteine - V.M.GOLDSCHMIDT nahm ein Stammmagma noritischer Zusammensetzung an - so würde dies den oben geschilderten Verhältnissen zufolge bedeuten, daß einer frühen Differentiation in großer Tiefe eine Trennung in zwei selbständige Teilmagmen (Effusiv- und Intrusivmagma) folgte. Die Berechnung der Durchschnittszusammensetzung eines solchen Stammagmas aus Gesteinsanalysen und Raumerfüllung der einzelnen Gesteinstypen könnte in dieser Frage weiterhelfen. Im Rahmen dieser Arbeit konnte jedoch auf diese Problematik nicht eingegangen werden.

Nach Abschluß der Intrusion setzte erneute vulkanische Tätigkeit ein. Gleichzeitig mit dem Aufdringen von gabbroiden Gängen kam es zu vulkanischen Explosionen und verbunden damit

zum Absatz von Agglomeraten, Tuffen und Tuffiten (sprich Valdres-Sparagmiten). Mit dieser wiederholten Förderung basischer Magmen und dem Absatz von Pyroklastika waren die magmatischen Prozesse abgeschlossen. Es folgte in Verbindung mit dem Absinken des Geosynklinaltroges eine längere Sedimentationsperiode (Absatz weiterer Valdres-Sparagmite).
Die gesamte Abfolge wurde dann im Zuge der ersten Faltungsphase der kaledonischen Gebirgsbildung um 40-50° streichende Achsen auf das Vorland nach SE aufgefaltet. Die Auffaltung überdauerte die Regionalmetamorphose, die unter den Bedingungen der Grünschieferfazies ablief und die obersten Bereiche (Sparagmite und gabbroide Jotun-Eruptiva) diaphthoritisch erfaßte.
Es kam schließlich zur Anlage von Überschiebungsfalten (Einheit II und III). Die Flanken der Einheit II werden von Sparagmiten, der Kern von Jotun-Eruptiva eingenommen (Abb.28).
Dabei stellt das Espedal-Gebiet nur den nordöstlichen Teil einer großen, (?) den ganzen Valdres-Sparagmitkomplex umfassenden liegenden, SE-vergenten Falte dar (Abb.1).

In der zweiten kaledonischen Faltungsphase kam es zur mehrphasigen Querfaltung. Die an ihren Untergrenzen mylonitisierten Einheiten wurden in 160°, 90-100°, vor allem aber in 130° streichende SW-vergente Falten gelegt. Gleichzeitig kam es zur Anlage zahlreicher achsenparalleler Störungen.

Für das heutige Landschaftsbild sind trotz der intensiven glazialen Überprägung im Quartär vor allem die Strukturen der Querfaltung bestimmend.

X. Literaturverzeichnis

Abkürzungen: N.G.U. Norges Geologiske Undersökelse.
N.G.T. Norsk Geologisk Tidsskrift.

BAILEY, E.B. & HOLTEDAHL, G., 1938. North-western Europe Caledonides. Reg.Geologie der Erde, II, 1, Leibzig.

BARTH, T.F.W., 1947a. The nickelferous Iveland Evje amphibolite and its relations. N.G.U. 168a.

BERRANGER, J.P., 1966. Some critical differences between orogenic plutonic and gravity-stratified anorthosites. Geol.Rdsch.55, 617-643.

BJORLYKKE, H., 1947. Flat nickel mine. N.G.U. 168b.

-- 1949. Hosanger Nikkelgruve. N.G.U. 172.

BJÖRLYKKE, K.O., 1905. Det centrale Norges fjeldbygning. N.G.U. 39.

BJÖRLYKKE k., ENGLUND J.O., KIRKHUSMO L.A., 1967. Latest Precambrian and Eocambrian Stratigraphy of Norway. N.G.U. 251.

BUBNOFF, S. von, 1930. Geologie von Europa, Bd. II, Berlin, Verlag von Gebrüder Borntraeger.

BURRI, C., 1931. Bestimmung der Auslöschungsschiefe monokliner Augite und Hornblenden auf (010) mittels beliebiger Schnitte. Schweiz.Miner.Petr.Mitt., 285-289.

CARSTENS, C.W., 1918. Norsk Peridotiter. N.G.T. 5, 15-30.

DIETRICHSON, B., 1945. Geologiske undersökelser i Espedalen. N.G.U. 163.

-- 1952. Pseudotachylit fra de kaledonske skyvesoner. N.G.U. 184, 23-70.

-- 1958. Variation diagramms supporting the stratiform magmatic origin of the Jotun Eruptive Nappes. N.G.U. 203, 1-5.

-- 1960. Intact Recrystallized Rocks Of Ultrabasic To Intermediate Composition Along The Movement-Zone Of The Jotun-Norit Nappe In The East-Jotunheimen, Central Norway. Int.Geol.Congr. 21.Session, P.XIX, 64-87.

FREUND, H., 1955. Handbuch der Mikroskopie in der Technik. Bd. IV, Teil 1, Mikroskopie der Gesteine. Umschau Verlag, Frankfurt am Main.

GJELSVIK, T., 1946. Anortnositkomplekset i Heidal. N.G.U. 26, 1-58.

GOLDSCHMIDT, V.M., 1916a. Geologisch-petrographische Studien im Hochgebirge des Südlichen Norwegens (IV). Übersicht der Eruptivgesteine im kaledonischen Gebirge zwischen Stavanger und Trondheim. Vid.Selsk.Skr., I.Math.Naturv.Kl., No. 2.

-- 1922. Stammestypen der Eruptivgesteine. Vid.Selsk.Skr., I.Math.Naturv.Kl., No. 1o.

HAHN-WEINHEIMER, P. & JOHANNING, H., 1963. Quantitative rontgenspektralanalytische Bestimmung von K, Rb, Sr, Ba, Ti Zr und p. Z.analyt.Chem., 194, 81-1o1.

HØDAL, J., 1945. Rocks of the anorthosite kindred in Vossestrand, Norway. N.G.T. 24.

HOLTEDAHL, Ol, 196o. Geology of Norway. N.G.U. 2o8.

KJERULF, T., 188o. Die Geologie des südlichen und mittleren Norwegen. Bonn, Verlag von Max Cohen & Sonn.

KVALE, A., 1953. Linear structure and their relation to movement in the Caledonides of Scandinavia and Scotland. Quart.Geol.Soc. 1o9.

-- 196o. The nappe area of the Caledonides in western Norway. N.G.U. 212e, 1-43.

LAPADU-HARGUES, P., 1952. The origin of amphibolites.- Compt.rend., 234, 352-353.

LOESCHKE, J., 1968. Zur Stratigraphie und Petrographie des Valdres-Sparagmites und der Mellsenn-Gruppe bei Mellane/Valdres (Süd-Norwegen). N.G.U. 243a, 1-67.

-- 1968. Zur Petrographie des Valdres-Sparagmites zwischen Bitinorn und Langsuen/Valdres (Süd-Norw.). N.G.U. 243b, 68-98.

NICKELSEN, R.P., 1968. The structure of Mellene and Heggeberg, Valdres. N.G.U. 243c, 99-121.

OFTEDAHL, CHR., 1961. On the genesis of the gabbroic rock bodies of the Norwegian Caledonides. Bull.Geol.Inst.Uppsala Vol.4o., 87-94.

RAHMDOHR, P., 1960. Die Erzmineralien und ihre Verwachsungen. Akademie Verlag Berlin.

RITTMANN, A., 1929. Die Zonenmethode. Schweiz.Min.Petr.Mitt. Bd.9, H. 1-46.

SAGEL, K., 1959. Tabellen zur Röntgen-Emissions- und Absorptionsanalyse. - Springer, Berlin-Göttingen-Heidelberg.

SANDER, B., 1948. Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. Bd.1, Singer Verlag Wien.

STRAND, T., 1938. Nordre Etnedal. N.G.U. 152.

-- 1940. Oversikt over fjellbygningen i Nordre Gudbransdalen. N.G.T. 20, 271-274.

-- 1943. Et gneis-amfibolit kompleks i grunnfjellet i Valdres. N.G.U. 159.

-- 1951a. The Sel and Vaga map area. N.G.U. 178.

-- 1951b. Slidre. N.G.U. 180.

-- 1959. Valdres-sparagmittens stratigrafiske stilling. N.G.U. 205, 184-198.

-- 1961. The Scandinavian Caledonides. A review. Am.Journ.Science, Vol.259, 161-172.

-- 1967. Stratigraphy and structure of Eocambrian and younger deposits in a part of the Gudbransdal valley district, South Norway. N.G.U. 251, 93-106.

TÖRNEBOHM, A.E., 1903. Über die große Überschiebung im skandinavischen Hochgebirge. C.R. IX.Congr.intern. geol. 1903.

TRÖGER, E.W., 1935. Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine. - Berlin.

-- 1956. Tabellen zur optischen Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Schweizerbart, 2.Aufl., Stuttgart.

-- 1967. Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil 2, Textband. Schweizerbart, Stuttgart

VOGT, J.H.L., 1893. Bildung von Erzlagerstätten durch Differentiationsprozesse in basischen Eruptivmagmata Z.prakt.Geol.4, p.125, 257.

-- 1895. Beiträge zur genetischen Classifikation der durch magmatische Differentiationsprozesse und durch Pneumatolyse entstandenen Erzvorkommen. Ibid., p.367, 444.

VOGT, J.H.L., 1912. Über die Bildung von Erzlagerstätten durch magmatische Differentiation. Fortschr.Miner. Krist.Petr., Bd.2.

-- 1923. Nickel in igneous rocks. Econ.Geol., Vol.XVIII, No.4, Trondheim.

VOKES, F.M., 1969. A review of the metamorphism of sulfide deposits. Earth-Sci.Rev., 5, 99-143.

WAGER L.R. & BROWN G.M., 1968. Layered igneous rocks. Oliver & Boyd, Edinburgh and London.

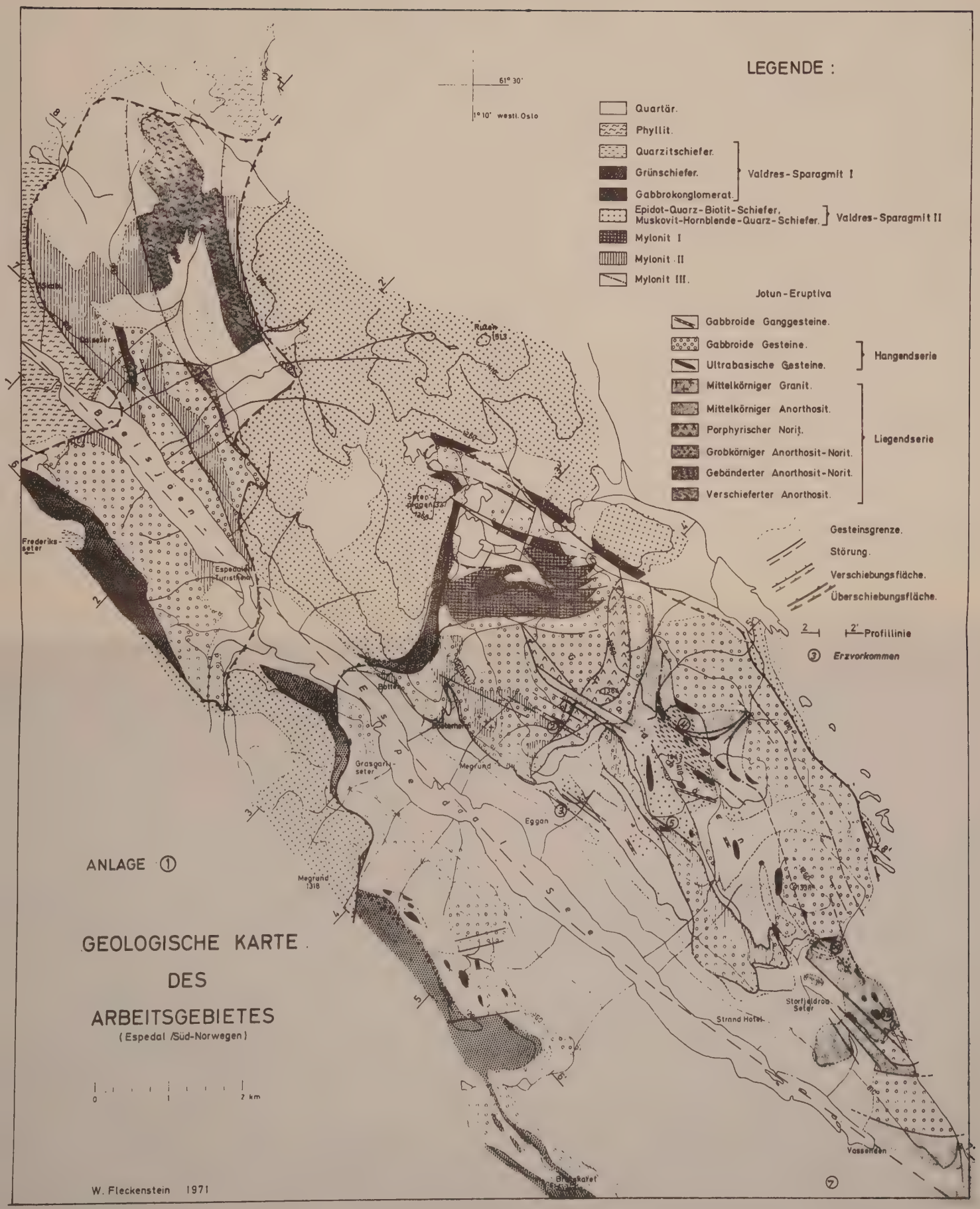
WINKLER, H.G.F., 1967. Die Genese der metamorphen Gesteine. 2.Aufl., Springer Verlag, Berlin-Heidelberg-New York.

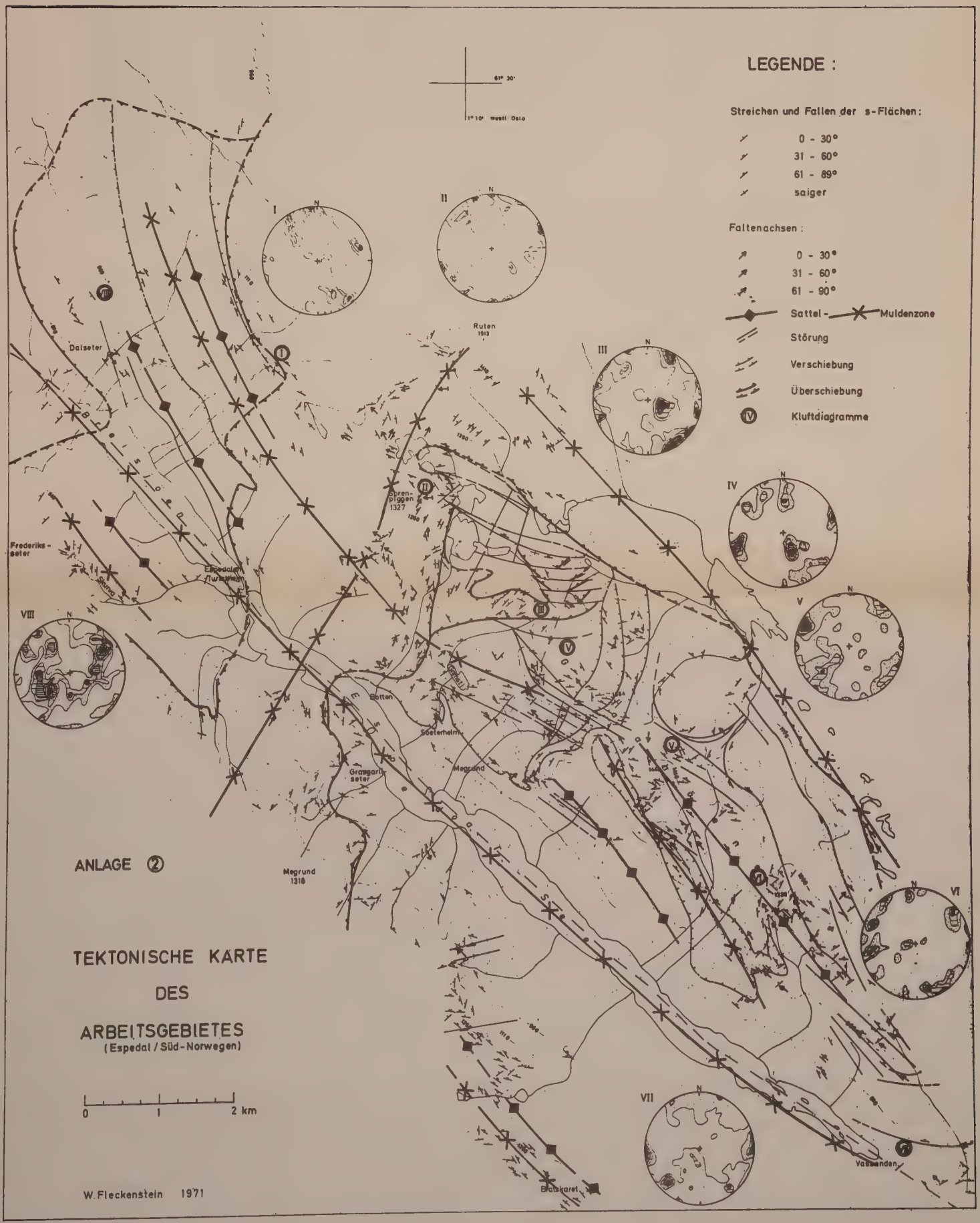
Meine akademischen Lehrer an der Universität München waren:

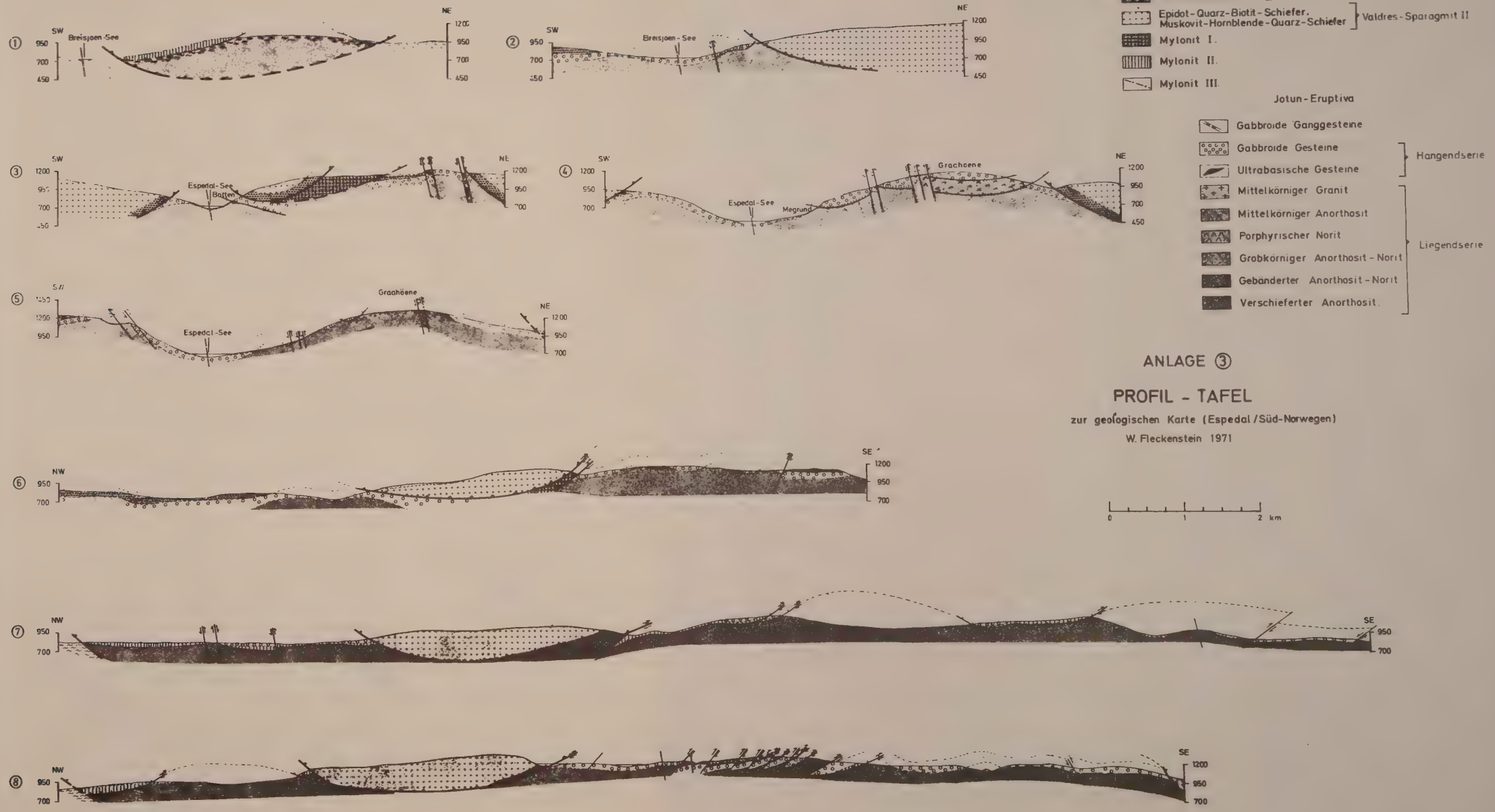
G.ANGENHEISTER, H.J.AUTRUM, L.BRAUNER, R.DEHM, A.FAESSLER, G.FISCHER, O.FÖRTSCH, H.HAGN, H.G.HUCKENHOLZ, R.HUISGEN, H.JAGODZINSKI, D.KLEMM, H.LOUIS, A.MAUCHER, F.NEUMAIER, E.WIBERG, P.WURSTER.

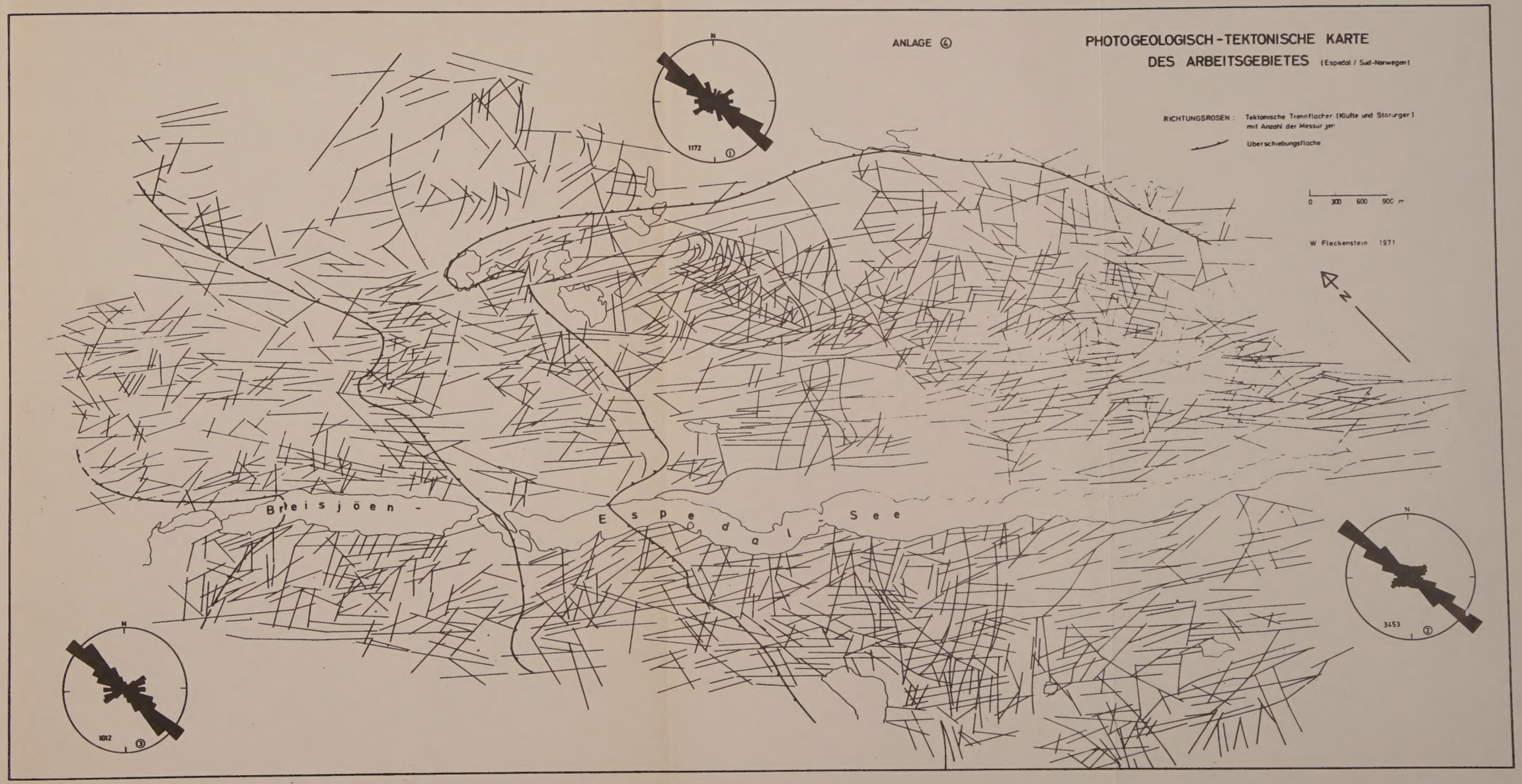
L e b e n s l a u f

Werner Fleckenstein	8 München 13 Neureutherstr. 18
geboren am:	12. September 194o
in:	Landsberg/Lech
Eltern:	Emil Fleckenstein (verstorben) Therese Fleckenstein, geb. Gassner
Schulen:	1947 - 51: Volksschule Landsberg/L. 1951 - 61: Oberrealschule Landsberg/L. Abitur Juli 1961
Studium an der Universität München:	Sommersemester 1962: Rechte Wintersemester 1962/63 - 67: Geologie Diplomgeologen-Vorprüfung November 1964 Diplomgeologen-Hauptprüfung Juli 1967
Berufsweg:	M.T.A. Enstitüsü, Ankara, Türkei Explorationsgeologe 2.8.1965-3o.9.1965 INCO - Sudbury, Kanada Grubengeologe 1.4.1968 - 1.4.1969 Explorationsgeologe 1.4.1969 - 1.12.1969
Dissertation:	Beginn: Januar 197o, im Auftrag der Firma Folldal/Verk A/S
Heirat:	verheiratet seit Januar 1967 mit Brigita, geb. Treer
Kinder:	Stephan Alexander 1o.9.1967


LEGENDE :
61° 30'
1° 10' westl. Oslo
Quartär.
Phyllit.
Quarzitschiefer.
Grünschiefer.
Gabbrokonglomerat.
Valdres-Sparagmit I
Epidot-Quarz-Biotit-Schiefer,
Muskovit-Hornblende-Quarz-Schiefer.
Valdres-Sparagmit II
Mylonit I
Mylonit II
Mylonit III.
Jotun-Eruptiva
Gabbroide Ganggesteine.
Gabbroide Gesteine.
Ultrabasische Gesteine.
Hangendserie
Mittelkörniger Granit.
Mittelkörniger Anorthosit.
Porphyrischer Norit.
Grobkörniger Anorthosit-Norit.
Gebänderter Anorthosit-Norit.
Verschieferter Anorthosit.
Liegendserie
Gesteinsgrenze.
Störung.
Verschiebungsfläche.
Überschiebungsfläche.
Profillinie
Erzvorkommen
Frederiks-seter
Espedal Turisthotell
Grasgard-seter
Megrund
Eggan
Megrund 1318
Storfjeldrog Seter
Strand Hotel
Vassenden
ANLAGE ①
GEOLOGISCHE KARTE
DES
ARBEITSGEBIETES
(Espedal /Süd-Norwegen)
0
1
2 km
W. Fleckenstein 1971


LEGENDE :
Streichen und Fallen der s-Flächen:
0 - 30°
31 - 60°
61 - 89°
saiger
Faltenachsen :
0 - 30°
31 - 60°
61 - 90°
Sattel-
Muldenzone
Störung
Verschiebung
Überschiebung
Kluftdiagramme
61° 30'
11° 10' westl. Oslo
Ruten 1913
Dalseter
Sprengiggen 1327
Frederiks-seter
Espedalen (Turisthytte)
Sauma
Botten
Søeterheim
Grasgardh-seter
Megrund
Megrund 1318
Vassenden
Bratskaret
ANLAGE ②
TEKTONISCHE KARTE
DES
ARBEITSGEBIETES
(Espedal / Süd-Norwegen)
0
1
2 km
W. Fleckenstein 1971


LEGENDE :
Gesteinsgrenze
Störung
Verschiebungsfläche
Überschiebungsfläche
Quartär
Phyllit
Quarzitschiefer
Grünschiefer
Gabbrokonglomerat
Valdres-Sparagmit I
Epidot-Quarz-Biotit-Schiefer, Muskovit-Hornblende-Quarz-Schiefer
Valdres-Sparagmit II
Mylonit I
Mylonit II
Mylonit III
Jotun-Eruptiva
Gabbroide Ganggesteine
Gabbroide Gesteine
Ultrabasische Gesteine
Hangendserie
Mittelkörniger Granit
Mittelkörniger Anorthosit
Porphyrischer Norit
Grobkörniger Anorthosit-Norit
Gebänderter Anorthosit-Norit
Verschieferter Anorthosit
Liegendserie
Breisjoen-See
Espedal-See
Batten
Megrund
Graahöene
Grachoene
ANLAGE ③
PROFIL - TAFEL
zur geologischen Karte (Espedal/Süd-Norwegen)
W. Fleckenstein 1971
0
1
2 km

ANLAGE ④

PHOTOGEOLOGISCH-TEKTONISCHE KARTE DES ARBEITSGEBIETES (Espedal / Süd-Norwegen)